

石油高等教育“十一五”规划教材

油气储层地质学

Petroleum Reservoir Geology

■ 主编　纪友亮

第二版



中国石油大学出版社



石油高等教育“十一五”规划教材

Petroleum Reservoir Geology

油气储层地质学

第二版

纪友亮/主 编

中国石油大学出版社

图书在版编目(CIP)数据

油气储层地质学/纪友亮主编. —2 版. —东营:中国石油大学出版社,2009.10

ISBN 978-7-5636-2933-6

Ⅰ. 油… Ⅱ. 纪… Ⅲ. 储集层—石油天然气地质—高等学校—教材 Ⅳ. P618.130.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2009)第 170858 号

书　　名:油气储层地质学(第二版)

作　　者:纪友亮

责任编辑:李　锋　王金丽(电话 0532—86981532)

封面设计:赵志勇

出 版 者:中国石油大学出版社(山东 东营　邮编 257061)

网　　址:http://www.uppbook.com.cn

电子信箱:shiyoujiaoyu@126.com

印 刷 者:青岛锦华信包装有限公司

发 行 者:中国石油大学出版社(电话 0532—86981532,0546—8392563)

开　　本:185×260　印张:17　字数:403 千字

版　　次:2009 年 10 月第 2 版第 1 次印刷

定　　价:25.00 元

内容提要

本书是为石油高等院校地质专业本科生和研究生编写的教材，本书深入浅出地对各种储层的基本性质，储层的沉积学特征、成岩作用、孔隙微观结构，储层非均质性、敏感性，储层描述技术与储层建模、综合评价及测试技术做了较系统的论述；本书还引用了大量国内外近期研究成果，反映了当前储层地质研究领域中的新进展、新技术、新方法。

本书不仅可作为教材使用，还可供石油地质勘探、石油工程、应用地球物理等专业技术人员参考。





储层地质学是综合利用地质、物探、测井、钻井及试油等资料研究储层的学科，是20世纪80年代以来，随着储层研究的不断发展，而逐渐形成并仍在发展的一门相对独立的分支学科。近十几年来各石油高校相继为研究生及本科生开设了“储层地质学”课程，也陆续出版了各种储层地质学教材。但由于不同作者对储层地质学应该涉及的内容有认识上的区别，因此不同作者所编的储层地质学教材内容上有较大的差异。

1992年4月，当时的中国石油天然气总公司高校教学指导委员会基础地质学科组在石油大学(华东)召开教材会议，决定由石油大学戴启德、纪友亮等编写适合于石油高校本科生教学的《油气储层地质学》教材。该教材编写组成员广泛听取了石油系统有关专家、学者及大学生、研究生对1991年石油大学石油地质教研室编写的校内铅印《油气储层地质学》教材的意见和建议，又在收集了大量国内外最新资料和文献的基础上，进行了认真修改、充实，编写了第一版《油气储层地质学》教材。

十多年来，储层地质领域发展迅速，为了适应新形势的需要，决定再版《油气储层地质学》。根据中国石油大学资信学院多年来的教学科研实践，在第一版《油气储层地质学》教材的基础上，对内容又进行了补充，考虑到与其它课程内容上的衔接，本书编写了绪论及储层的基本性质、储层的沉积学特征、储层的成岩演化及其模型、储层的微观孔隙结构、储层非均质性研究、储层敏感性、储层描述与储层地质模型的建立、储层综合分类及评价、储层实验测试技术等九章内容。教材编写组成员的具体分工如下。

纪友亮：前言、绪论、第一章、第二章、第三章、第四章(第四、六、七节)、第五章、第六章、第七章(第一、二、三、四节)、第九章。

吴胜和：第四章第二节、第七章第五节。

张立强：第四章第一节。

李红南：第四章第三节。

徐樟有：第八章。

全书由纪友亮统稿。

在编写过程中，吴元燕教授、陈丽华教授提出了宝贵的建议，并得到了中国石油天然气集团公司储层重点实验室的支持，在此表示感谢。

本教材是在教学、科研的空余时间和假期编写的，由于时间仓促，加之编者水平有限，谬误之处在所难免，敬希专家、老师们不吝指正。

编　者

2009 年 1 月



再版前言

《石油数学地质》自1998年出版以来，受到了兄弟院校师生和石油行业生产、科研人员的欢迎，读者们提出了许多宝贵意见，为我们再版《石油数学地质》提供了重要参考，在此深表谢意。

油气资源评价的概念贯穿于油气勘探的始终。随着国民经济的发展，找油领域越来越广，难度越来越大，对石油资源评价的要求也越来越高，这就促使油气资源评价工作从定性研究向定量评价发展。20世纪70年代初，油气资源评价开始进入定量化阶段，同时，数学地质的理论和方法在地质定量研究和油气资源定量评价中发挥了越来越重要的作用。鉴于科学技术不断发展的形势，在这次再版工作中，我们保留了一些常规的地质多元统计分析方法，重点补充了与地质定量研究和油气资源定量评价关系密切的地质统计学、模糊数学和神经网络等方面的新内容。另外，教材所附计算程序由FORTRAN语言改为C语言。

本书由李汉林、赵永军、王海起等修订和编写。其中第三、第四、第五、第六、第十一、第十二章由李汉林完成；第一、第八、第九、第十章由赵永军完成；第二、第七章由王海起完成；第十三章由赵永军、李自超、王新完成。FORTRAN源程序由李汉林、赵永军共同修订后，由王海起、马士坤、翟汝霞（新编模糊聚类、模糊识别和模糊综合评判）、傅晓宁、连承波等将其改写为C语言程序，最后由王海起、傅晓宁调试定稿，附于随教材所赠送的光盘上。全书由李汉林、赵永军共同审查定稿。

本教材可作为资源勘查专业本科生及研究生的教材，也可作为相关专业学生及科研人员的参考用书。

限于时间和人力，书中难免有不妥之处，恳请读者批评指正。



编　者

2008年6月

YOUQI CHUCENG DIZHIXUE

目 录

绪 论

储层是地下石油和天然气储集的空间和聚集的场所，是油气勘探和开发的主要对象和目的层。储层地质学又名开发地质学，指油气田投入开发后，地质工作者应用地质、地球物理、油层物理、分析化验等资料，利用计算机等先进的技术和设备对储层和地下流体习性进行详细描述和预测的一门学科。

石油生成与储集是石油地质学中的两大核心问题，因此，储层地质学是石油地质学的一个重要分支和发展方向，是在油气田勘探与开发长期实践中逐渐兴起和完善的一门综合性、实践性较强的边缘学科。

目前，世界上大部分主力油气田生产高峰期已过，相当一部分油田进入了中、高含水期，油气田勘探、开发的难度越来越大。石油地质工作者面临着在勘探成熟区增加油气储量，在开发成熟区提高采收率的挑战。即充分利用地质、地震、测井等资料对储层进行研究，预测砂体的几何形态和空间分布特征，寻找隐蔽的复杂油气藏，增加油气后备储量。同时还要结合开发动态资料对储层进行精细描述，建立储层地质模型，预测剩余油的分布规律，为提高最终采收率提供可靠的地质依据。因此，储层地质学日益受到石油界的关注。它的研究已正式列入油田地质师、石油工程师的工作日程。近年来，多次召开国际储层表征技术研究讨论会，并出版了论文集。美国石油地质学家协会通报主编、莫比尔石油公司地质学家詹姆斯 A·赫维格呼吁石油地质家们：在勘探发现油气、建立储量阶段，在油气开采的各个阶段，都要彻底了解储层地质，而不致有误。

我国是油气资源十分丰富的国家之一，由于大多数油田采用注水保持长期稳定高产的开发方针，所以各油田对储层描述工作都给予了高度的重视，20 世纪 60 年代大庆油田的小层对比和油砂体研究技术，不仅为大庆油田的长期稳定高产奠定了坚实的基础，而且在科学技术水平上已处在当时的世界前列。20 世纪 80 年代石油地质基础理论的不断完善和边缘学科的广泛应用，改变了许多传统观念，为储层地质学的发展提供了丰富的理论依据。1985 年以来，油气储层评价研究和油藏描述技术，被列为部级和国家级重点科研课题，取得了一批优秀的科研成果，某些技术已达到世界先进水平，这些科研成果的推广和应用，使我国储层研究、储层描述、储层评价等技术大大前进了一步。

目前，新的勘探方法和分析手段提供了详尽而可靠的地质、地球物理、地球化学、油层物理、测试分析等数据。为储层地质学向多学科、多手段综合研究方向发展创造了条件，使储层研究成为一个系统工程，即从勘探到开发各个阶段，从宏观到微观，从定性到定量全方位地对储层进行描述和预测。并将基础研究与工程工艺相结合，协同地球物理、油藏工程等各专业共同攻关，高水平、高效率地为油田勘探、开发服务。

储层地质学是以基础地质学、石油地质学等学科为理论基础，与油矿地质学在内容上互相渗透、彼此结合的一门综合学科。

通过本课程的学习，使学生可以综合应用地质、测井、地震、测试等方法，对储层进行详细描述，掌握流体在储层中的分布和变化规律，为扩大油田后备储量，稳定产量，提高最终采收率提供可靠的地质依据。

第一章　储层的基本性质

地下石油和天然气都是储存在各类储层之中，储层的孔隙性、渗透性及流体饱和度是油气储层的基本属性，也是划分油气层的重要依据，它们直接控制了地下油气的储量和产能，是油气田勘探、开发的基础资料之一。

第一节　储层的概念及分类

一、储层的概念

油田开发实践表明，地下流体主要储存在岩石的孔隙、裂缝和洞穴之中，并且在一定条件下，流体可以在其中流动。地下流体主要指的是石油、天然气和地层水；油、气经运移聚集，在特殊地质条件下可形成油气藏。

凡是能够储存和渗滤流体的岩石均称为储集岩。储存流体主要由岩石的孔隙性决定，而渗滤流体则由岩石的渗透性决定。由储集岩所构成的地层称为储集层或储层。

若储集层中含有工业价值的油、气流则称为油层、气层或油气层。

勘探实践证明，在组成地壳的沉积岩、岩浆岩和变质岩中都发现有油气田，但99%以上的储量集中在沉积岩中，其中又以砂岩和碳酸盐岩储集层为主。近年来，随着石油地质理论的发展和完善、油气田勘探水平的提高，人们在岩浆岩、变质岩及泥页岩中找到油气藏的数量越来越多，不久的将来，人们可望在上述岩类储集层中找到更多的油气储量。

二、储层的分类

根据研究目的及油田生产实践的需要，对储层有各种分类方案，常见的方案有以下几种。

1. 岩性分类

岩性分类，即根据储集层的岩石基本类型进行分类，是一种简单而实用的分类方法，通常可将储集层分为三种基本类型。

(1) 碎屑岩储集层

指的是由砾岩、砂岩、粉砂岩组成的油气储集层。主要由砂岩组成的储集层称为砂岩储层，是世界上分布最广的一类储层。

（2）碳酸盐岩储集层

指的是由石灰岩、白云岩等碳酸盐岩组成的油气储集层。如礁灰岩储层，是世界上单井日产量最高的一类储层。

（3）其它岩类储集层

指的是由火成岩、变质岩或泥页岩组成的油气储集层。近年来世界各地都发现了一些岩浆岩、变质岩、泥页岩为储层的油气田。该类储层的岩石类型、储集空间类型及其形成机制都很复杂。目前，其油气储量仅占世界总储量的一小部分，但随着常规储层的不断开发，为了寻找石油及天然气的后备储量，这类储层的研究将会变得越来越重要。

形成这类储层的主要地质原因是风化作用和构造断裂作用。岩浆岩、变质岩经过风化作用都可以形成风化壳，从而成为缝洞比较发育的储集体。但风化作用只能在地面附近一定深度内进行，到达基岩内部逐渐消失。

风化壳储层在纵面上分带性明显，自上而下分为崩解带、淋滤带、水解带（图 1-1）。

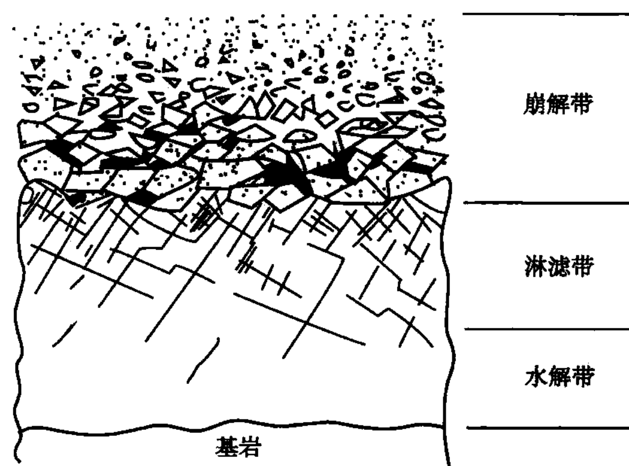


图 1-1　风化壳储层在纵向分带示意图

崩解带位于风化壳的表层，崩解产物在风化壳表面形成残积层，厚度可达 150 m。下部常由角砾岩、砂泥质角砾岩组成，向上逐渐变细。

淋滤带位于崩解带的下部，由于大气淡水的淋滤作用形成各种不规则的溶缝和溶洞。这些裂缝可能是在构造裂缝的基础上形成的。溶缝、溶洞可被后来的碳酸盐胶结物、硅质胶结物充填和半充填。此带的厚度为几十米到上百米。例如辽河油田兴隆台花岗片麻岩风化壳淋滤带，厚度为 76～191.5 m。

水解带位于淋滤带之下，在此带之内，由于矿物的水解作用，形成新的矿物，只产生微量的小孔隙。

风化壳储层储集空间的大小、形态及分布规律与岩性有关，不同的岩性其风化难易程度不同，溶蚀作用的结果亦千差万别。

此外，还与古地形和古气候有关，古地形决定着溶解和风化的产物是否能被及时搬运走。湿润的气候条件以化学风化为主，化学风化易形成溶蚀孔洞。而在干燥的气候条件下则以物理风化为主，易形成碎屑角砾岩内的粒间孔隙。

裂缝是岩浆岩、变质岩、泥页岩的主要储集空间。除构造断裂作用形成的构造裂缝外，还有节理和成岩裂缝。如鸭儿峡油田志留系变质岩储层的储集空间主要为节理和裂

缝，其裂缝密度高达740条/米。再如柴达木盆地的油泉子油田第三系泥岩储层，其储集空间也主要是节理和裂缝。此外，岩浆喷出地表在冷凝过程中形成柱状节理缝，火山弹冷凝收缩形成放射状和环状裂缝，气体在岩浆体内爆炸形成隐爆裂缝。这些裂缝均可构成喷出岩储层的储集空间。

2. 物性分类

物性分类指的是按储层的孔隙性或渗透性进行分类。按孔隙性可将储层分为高孔隙度储层、中孔隙度储层和低孔隙度储层。按渗透性可将储层分为高渗透率储层、中渗透率储层和低渗透率储层。通常人们是将孔隙性与渗透性结合起来对储层进行分类，将储层分为常规储层和致密储层两个基本类型，其中常规储层可分为五个小类，致密储层可分为三个小类，详见表1-1。

表1-1 按储层物性分类表

按物性分类		孔隙度/%	渗透率/($10^{-3}\ \mu m^2$)
常规储层	特高孔高渗储层	>30	>2 000
	高孔高渗储层	30～25	2 000～500
	中孔中渗储层	25～15	500～100
	低孔低渗储层	15～10	100～10
	特低孔低渗储层	<10	<10
致密储层	一般致密储层	10～5	1～0.1
	很致密储层	5～2	0.1～0.01
	超致密储层	<2	<0.01

世界各地储层物性差异很大，很难找到一个统一的分类标准，往往各油田都有自己的分类方案。

3. 按储集空间分类

(1) 孔隙型储层

该类型储集层的储集空间以各种类型的孔隙为主，如粒间孔隙，大多数砂岩储集层属此种类型。

(2) 裂缝型储层

该类储集层的储集空间以各种类型的裂缝为主，岩性一般较致密，孔隙不发育。而裂缝既是油气的储集空间，也是油气运移的通道。如伊朗加奇萨兰油田阿斯马利石灰岩储集层。

(3) 溶洞-裂缝型储层

该类储集层的储集空间，以各种溶蚀孔洞为主，孔隙不发育，但裂缝较发育，溶蚀的孔隙和洞穴是主要的储集空间，而裂缝则为渗滤的通道。如四川盆地川南下二叠统灰岩储集层。

(4) 孔隙-裂缝型储层

该类储集层的储集空间为各种成因的孔隙及裂缝。是碳酸盐岩中分布比较广的一类储集层。

(5) 孔、洞、缝型储层

该类储集层的储集空间主要为各种类型的孔隙、溶蚀洞穴及裂缝，孔、洞、缝相互搭配组成统一的储集体，往往孔隙度、渗透率都较高，易于形成储量大、产量高的大型油气田。

第二节 储集岩的孔隙性

储集岩的孔隙空间是指储集岩中未被固体物质所充填的空间，也称其为储集空间，是储集油气的场所。它不仅与油气运移、聚集关系密切，而且，在开发过程中对油气的渗流也具有十分重要的意义。储集空间包括粒间孔隙、粒内孔隙、裂缝、溶洞等各种类型的孔、洞、缝。就其形态和分布而论是相当复杂的孔喉网络(图 1-2)。

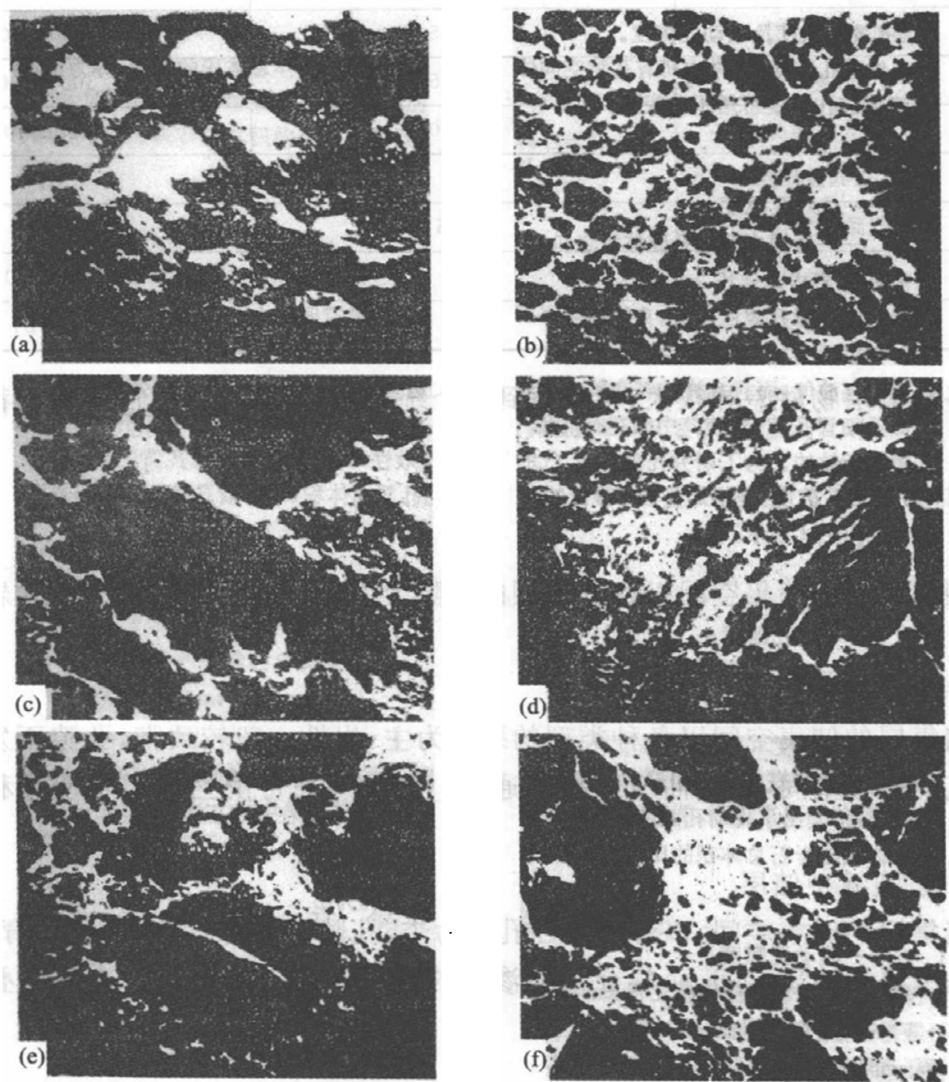


图 1-2 孔喉网络电镜照片

孔喉网络多具有极大的随机性和不确定性，严格说来，地壳上所有的岩石多多少少都具有储集空间，只不过孔隙空间的大小、多少、结构不同罢了。下面主要就孔隙空间的大小和多少进行论述。

一、孔隙空间的大小

根据孔隙直径和裂隙宽度，以及对流体的作用，可将孔隙空间划分为三种类型。

1. 超毛细管孔隙

孔隙直径大于0.5 mm，或裂缝宽度大于0.25 mm。其中流体在重力作用下可以自由流动，服从静水力学的一般规律。岩石中一些大的裂缝、溶洞及未胶结砂岩孔隙，大部分属此种类型。

2. 毛细管孔隙

孔隙直径介于0.5～0.000 2 mm之间，或裂缝宽度介于0.25～0.000 1 mm之间。无论孔隙当中的流体质点之间，还是流体与孔隙之间，都处在分子引力的作用下，流体已不能在其中自由流动，只有当外力大于毛细管阻力时，流体才能在其中流动。岩石中的微裂缝和一般砂岩中的孔隙多属于这种类型。

3. 微毛细管孔隙

孔隙直径小于0.000 2 mm，裂缝宽度小于0.000 1 mm。由于流体质点之间、流体与周围介质之间的分子引力相当大，所以，在地层条件下，流体不能在其中流动。粘土岩和致密页岩一般属此种孔隙。

上述三种孔隙中，只有超毛细管孔隙、毛细管孔隙对油气的储集是有意义的。

二、孔隙度和裂隙率

孔隙度和裂隙率都是表示岩石中储集空间发育程度的参数。

1. 孔隙度

孔隙度是指岩样孔隙空间体积与岩样体积之比。根据研究目的的不同，孔隙度又可分为绝对孔隙度、有效孔隙度及流动孔隙度。

(1) 绝对孔隙度

岩样中所有孔隙空间体积之和与该岩样总体积的比值，称为该岩样的绝对孔隙度或总孔隙度。可用下式表示：

$$\phi_t=\frac{\sum V_p}{V_r}\times 100\%$$

式中 ϕ_t——绝对孔隙度；

$\sum V_p$——岩样中全部孔隙体积之和，cm^3；

V_r——岩样总体积，cm^3。

储集岩的绝对孔隙度越大，只能说明岩石中的孔隙空间越大，而不能说明流体是否能在其中流动。实践证明，只有那些互相连通的超毛细管孔隙和毛细管孔隙才具有实际意义，因为它们不仅能储存油气，而且允许油气在其中渗滤，这些孔隙是有效的。而那些孤立的、互不连通的孔隙和微毛细管孔隙，即使其中储存有油和气，在当今工艺条件下也不能开采出来，因此说，这些孔隙是无效的。为了研究孔隙对油气的有效性，人们又提出了有效孔隙度的概念。

(2) 有效孔隙度

指那些参与渗流的连通孔隙总体积(即有效孔隙体积)与岩石总体积的比值。可用下式表示：

$$\phi_e = \frac{\sum V_e}{V_r} \times 100\%$$

式中 ϕ_e——有效孔隙度；

$\sum V_e$——有效孔隙体积之和，cm^3；

V_r——岩样总体积，cm^3。

(3) 流动孔隙度

在岩石的孔壁表面常吸附着水膜或油膜，相对缩小了流体的流动空间，为此，从油田开发实际需要出发，提出了流动孔隙度的概念。流动孔隙度系指在一定压差下，流体可以在其中流动的孔隙体积与岩石总体积的比值。用下式表示：

$$\phi_f = \frac{\sum V_f}{V_r} \times 100\%$$

式中 ϕ_f——流动孔隙度；

$\sum V_f$——流动孔隙体积之和，cm^3；

V_r——岩样总体积，cm^3。

同一岩样的流动孔隙度在数据上是不确定的，随孔隙中流体的物理-化学性质变化而变化。

对于同一岩样，在相同条件下，其绝对孔隙度大于有效孔隙度，而有效孔隙度又大于流动孔隙度。对于疏松的砂岩，有效孔隙度接近于绝对孔隙度，对于较致密的泥岩，有效孔隙度与绝对孔隙度的差值相当大。

目前，有多种研究岩石孔隙度的方法，但归纳起来可分为直接法和间接法两大类。直接法即利用地层中的岩石样品在实验室中直接测定而得，通常在实验室中测定的岩石孔隙度是在地表条件下进行的，其测量结果往往大于地层中原始状态下的岩石孔隙度。间接法即利用各种地球物理参数，通过相应的公式计算地层中原始状态下的岩石孔隙度，可分为测井法与地震法两类。

在实际应用中，常常将直接法和间接法所求取的结果相互验证、补充，取长补短，以达综合使用之目的。

2. 裂隙率

裂隙对储集层具有十分重要的意义，裂隙的发育程度可用裂隙率来表示。岩石的裂隙率是指岩石中裂隙体积与岩石总体积的比值。其数学表达式为：

$$\phi_c = \frac{\sum V_c}{V_r} \times 100\%$$

式中 ϕ_c——裂隙率；

$\sum V_c$——岩石中裂隙体积，cm^3；

V_r——岩样总体积，cm^3。

测定裂隙率的方法有几何公式法、曲率法、面积法等各种方法，其中面积法应用比较广，既可以用于室内显微镜下的薄片鉴定统计，也可以用于野外地质测量和井下岩心描述。面积法是根据裂缝的长度、宽度，应用数理统计的方法计算裂隙率。其数学表达式为：

$$\phi_c = \frac{\sum_{i=1}^{n} b_i L_i}{\sum_{i=1}^{n} S_i}$$

式中 ϕ_c——裂隙率；

b_i——测量面积内裂缝平均宽度，mm；

L_i——测量面积内裂缝的总长度，mm；

S_i——观测面积，mm^2；

n——观测次数。

许多储集岩既有孔隙也有裂缝，当裂缝比较发育的时候，常将岩样分割成板状、柱状或块状，此时测出的孔隙度往往不能真实反映岩石储集空间的发育程度，储集空间的发育程度应用孔隙度与裂隙率之和来表示。

第三节 储集岩的渗透性

储集岩的渗透性是指在一定压差下，岩石允许流体通过的性能。同孔隙性一样，渗透性也是储层最重要的参数之一。它不但控制着储能，而且控制着产能。从数量上度量岩石渗透性的参数叫岩石的渗透率。渗透率是一个具有方向性的向量，也就是说从不同方向测得的岩石渗透率是不同的。根据生产实践的需要，人们将渗透率分为绝对渗透率、有效渗透率和相对渗透率。

一、绝对渗透率

1. 绝对渗透率的概念

当岩石为某单一流体所饱和时，岩石与流体之间不发生任何物理-化学反应，在一定压差作用下，流体呈水平线性稳定流动状态，所测得的岩石对流体的渗透能力称为该岩石的绝对渗透率。

2. 达西定律

达西定律是 1856 年法国人亨利·达西用未胶结砂做水流渗滤试验得出的一个经验公式，后人为纪念他，把这一公式命名为达西公式或称达西定律。这一定律是目前研究岩石渗透率的理论依据。

达西公式为：

$$q = K\frac{A}{\mu}\cdot\frac{\Delta p}{\Delta L}$$

式中 K——岩石的绝对渗透率，μm^2；

q——大气压力下的气体流量，cm^3/s；

μ——气体粘度，mPa·s；

A——岩样截面积，cm^2；

Δp——两端压差，MPa；

ΔL——岩石长度,cm。

通常以干燥空气或氮气为流体,测定岩石的绝对渗透率。达西公式为:

$$K=\frac{2p_0 q\mu L}{A(p_1^2-p_2^2)}\times 10^{-1}$$

式中 p_0——大气压力,MPa;

L——岩样长度,cm;

p_1, p_2——分别为气体通过岩样两端的压力,MPa;

K, q, μ, A 同上式。

理论上讲,绝对渗透率仅与岩石性质有关,而与流体性质及测定条件无关。但在实际测定工作中,人们发现同一岩样、同一种气体,在不同的平均压力下,所测得的绝对渗透率是不同的。低平均压力下测得的渗透率较高,高平均压力下测得的渗透率较低。平均压力为无穷大时,测得的渗透率称为克氏渗透率。同一岩样在相同的平均压力下,不同气体测得的绝对渗透率也是不同的。通常密度大的气体测得的渗透率偏低,以液体为介质测得的渗透率总是低于以气体为介质测得的渗透率。

3. 渗透率的测定方法

储层岩石渗透率的测定方法有若干种,归纳起来可分为直接测定和间接测定两种基本方法。直接测定法是利用储层的岩样在实验室中用各种渗透率测定仪直接进行测定。一般先将岩样抽提、洗净、烘干、预制成一定的几何形状,在一定的温度和压力下,应用空气、氮气或水渗透岩样来直接测定。间接测定法,主要是利用岩石渗透率与其它参数之间的关系,应用一些经验公式,间接地计算出渗透率值。如常用地球物理测井资料、水动力学试井资料计算储层的渗透率。

4. 渗透率与孔隙度的关系

大量资料表明,岩石的孔隙度与渗透率之间有一定的相关关系,常规储层相关性较好,致密储层相关性较差(图 1-3)。

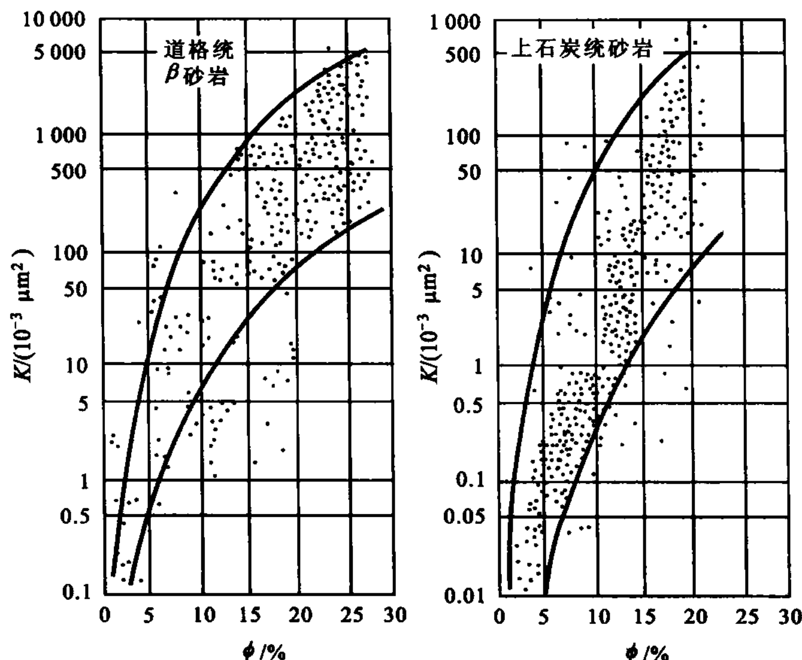


图 1-3 孔隙度与渗透率关系曲线

从孔隙度与渗透率关系图中可以看出，对应同一孔隙度值，渗透率的变化范围很大，但大多数集中在某一个区间，总体趋势是渗透率随孔隙度的增加而增加，这一关系对孔隙型储层比较明显，大体上呈指数函数关系。但不可能用同一数学公式来表示，目前世界上用于表达孔隙度与渗透率关系的数学公式很多，但都具有一定的局限性和特定的适用范围。例如，特尔滨提出的公式：

$$K=2e^{0.316\phi}$$

仅适用于孔隙度低于12%的砂岩储层。

总之，岩石的孔隙性和渗透性都是受岩石的孔隙结构所控制的。但储集岩的孔隙度和渗透率之间的关系不是固定的。一般来说，有效孔隙度大，则绝对渗透率也高，在有效孔隙度相同的条件下，孔隙直径小的岩石比直径大的岩石渗透率低；孔隙形状复杂的岩石比孔隙形状简单的岩石渗透率低。孔隙和喉道的不同配置关系，也可以使储层呈现不同的性质。例如，以喉道较粗和孔隙个体较大为特征的储集层，一般表现为孔隙度大、渗透率高；以喉道较粗，孔隙较上类偏小为特征的储集层，一般表现为孔隙度低—中等，渗透率中等—低；以喉道较上两类细小，孔隙粗大为特征的储集层，一般表现为孔隙度中等，渗透率低；以喉道细小，孔隙亦小为特征的储集层，一般孔隙度、渗透率均低。

二、有效渗透率和相对渗透率

1. 有效渗透率

在油气层中，除单相流体在储集空间流动外，经常遇到的是油-水、油-气、水-气两相流体流动，有时也可以有油-气-水三相流体在孔隙介质中渗流。绝对渗透率的概念显然不适用了，因此，人们提出了有效渗透率和相对渗透率的概念。

有效渗透率又称之为相渗透率，是指岩石孔隙中存在两种或两种以上互不相溶流体共同渗流时，岩石对每一种流体的渗透能力的量度，称之为该相流体的有效渗透率。

对于多相稳定流，各相之间互不混溶，流体将按各自的流网流动，互不干扰。因此，对每一种流体的有效渗透率仍可以用达西公式表示：

$$q_o=\frac{K_oA}{\mu_o}\cdot\frac{\Delta p}{\Delta L}$$

$$q_g=\frac{K_gA}{\mu_g}\cdot\frac{\Delta p}{\Delta L}$$

$$q_w=\frac{K_wA}{\mu_w}\cdot\frac{\Delta p}{\Delta L}$$

式中 K_o，K_g，K_w 分别表示油、气、水的有效渗透率。孔隙介质中两相流体渗流时，必然会相互影响其渗透能力，因此，有效渗透率总是小于绝对渗透率。有效渗透率与流体在岩石中的饱和度密切相关，随着流体饱和度的增加其有效渗透率也增大。

2. 相对渗透率

岩石孔隙为多相流体饱和时，岩石对各流体的相对渗透率指的是岩石对各种流体的有效渗透率与该岩石的绝对渗透率的比值。油、气、水的相对渗透率可分别用下式表示：

$$K_{ro}=\frac{K_o}{K}\qquad K_{rg}=\frac{K_g}{K}\qquad K_{rw}=\frac{K_w}{K}$$

相对渗透率与流体饱和度关系密切，随饱和度增加而增大（图1-4）。

从图 1-4 中可知，在含水饱和度小于 20%的区间，水的相对渗透率 $K_{rw}=0$，表明岩石孔隙中虽然有水存在，但这部分水不参与流动，孔隙中只有单一的油相在流动。在含水饱和度大于 80%的区间，油的相对渗透率 $K_{ro}=0$，表明孔隙中虽然有油存在，但多呈不连续的孤滴状，不参与流动，仅有单一的水相流动。在含水饱和度介于 20%～80%的区间，油和水的相对渗透率都大于零，表明岩石孔隙中，油和水两相都参与流动，但随着含水饱和度的增加，油的相对渗透率减小，水的相对渗透率增加，但油、水相对渗透率之和总是小于1，即 $K_{ro}+K_{rw}<1$。

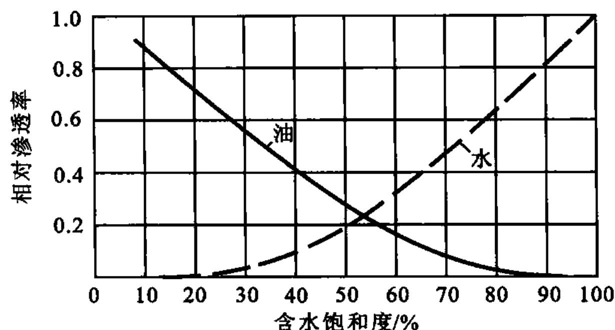


图 1-4　油、水饱和度与相对渗透率关系曲线

对于孔隙型储集岩，不管是砂岩还是碳酸盐岩，也不管是油-水、油-气或气-水两相，相对渗透率曲线的基本特征都大体如此，只是相对渗透率为零的位置不同而已。

第四节　储集岩的流体饱和度

一、流体饱和度的概念

储集岩的孔隙空间中，通常为各种流体所占据，某种流体占孔隙空间体积的百分数称之为该流体的饱和度。

油气藏中，储层孔隙空间为液态烃、气态烃及地层水所充满，相应的流体饱和度称之为含油饱和度、含气饱和度及含水饱和度，常用如下公式表示：

$$S_o=\frac{V_o}{V_p}=\frac{V_o}{\phi V_r}\times 100\%$$

$$S_w=\frac{V_w}{V_p}=\frac{V_w}{\phi V_r}\times 100\%$$

$$S_g=\frac{V_g}{V_p}=\frac{V_g}{\phi V_r}\times 100\%$$

式中　S_o,S_w,S_g——分别为含油、含水及含气饱和度；

V_o,V_w,V_g——分别为储集空间中，油、水及气的体积，cm^3；

ϕ——岩石绝对孔隙度；

V_r——岩样总体积，cm^3。

油、气、水饱和度是油气田勘探和开发阶段一个很重要的参数，但这一参数并非一个常数，特别是在开发阶段流体饱和度变化是相当大的。在勘探阶段所测定的流体饱和度称之为原始含油、含气、含水饱和度，是储量计算最重要的参数。在开发阶段所测定的流体饱和度，称之为目前含油、含气、含水饱和度，是开发方案调整的重要参数。

二、有效含油饱和度与剩余油饱和度

1. 有效含油饱和度

计算流体饱和度时，有意义的应当是储存于岩石有效孔隙中的油(气、水)在地层条件下的饱和度。这一饱和度称之为有效含油(气、水)饱和度，可用下式表示之。

$$S_{eo}=\frac{V_o}{\phi_e V_r}\times 100\%$$

式中 S_{eo}——有效含油饱和度；

V_o——岩样中油的体积，cm^3；

V_r——岩样总体积，cm^3；

ϕ_e——岩样有效孔隙度。

如果考虑到在地层条件下油中溶解的天然气量，有效含油饱和度可用下式表示：

$$S_{eo}=\frac{V_o b_o}{\phi_e V_r}\times 100\%$$

式中 b_o——地层条件下油的体积系数。

2. 剩余油饱和度

剩余油饱和度和残余油饱和度，目前在许多文献中仍在混用，根据生产实践的需要，有必要将这两个概念加以区别。油田开发的过程中，随着原油的采出，注水开发的油田将从低含水期进入中含水期或高含水期，油层岩石的储集空间中，油、气、水饱和度的分布亦将随之变化，即含油、含气饱和度逐渐降低，含水饱和度逐渐升高。此时测得的含油饱和度称为目前含油饱和度，也可称之为某时刻的剩余油饱和度，即剩余在油层中石油体积占油层孔隙体积的百分数。当油藏能量枯竭，不能够继续产出工业油流的时候，仍留在油层中的石油体积占油层孔隙体积的百分数，则称之为残余油饱和度，又称之为在目前工艺技术条件下，油层中不可降低的含油饱和度。剩余油饱和度和残余油饱和度很难严格区分，因为残余油饱和度除与地质条件有关外，还与工艺技术条件密切相关。现今残留在油层中不能采出的石油，在将来的先进工艺技术条件下，仍有一部分可采出，也就是说，今天的残余油饱和度可能是未来的剩余油饱和度。

第二章　储层的沉积学特征

储层的沉积学特征决定着储层的成因类型、成分、结构和宏观展布特点，这些特征不仅决定着储层形成时的储集空间及其分布，而且还影响着储集空间的演化。世界上油气田的主要储层是碎屑岩和碳酸盐岩，这类储层的原始储集空间主要受沉积学特征的控制。本章还讨论了泥岩储层和致密储层。这些储层虽然数量不多，但对某些油田来讲，的确也是很重要的储层。

第一节　碎屑岩储层的沉积学特征

碎屑岩储层是油气田的主要储层之一，其油气储量约占全世界总储量的60%左右。科威特的布尔干油田、俄罗斯的罗马什金油田、美国的普鲁德霍湾等著名油田的储层都属此类。我国的主要油气田，如大庆油田、渤海湾盆地诸油田及塔里木油田的储层多以碎屑岩储层为主，所以研究碎屑岩储层的沉积学特征有其重要意义。

一、碎屑岩储层的岩石类型

碎屑岩储层的岩石类型主要包括砾岩、砂岩及少量泥岩。

1. *砂岩储层*

砂岩储层包括粗砂岩、中砂岩、细砂岩和粉砂岩储层。砂岩分布较广，储油物性较好。例如大庆油田就是以长石砂岩、长石石英砂岩为主要储集层。胜利油田的主要储集岩为长石砂岩和岩屑长石砂岩。粉、细砂岩在东濮凹陷分布广泛，是东濮凹陷下第三系的主要含油气储层。

2. *砾岩储层*

有少数油气田，例如我国的克拉玛依油田和内蒙二连油田以砾岩、砂砾岩为储层。

砾岩储层虽然为数不多，但其类型丰富，孔隙结构也复杂。例如，克拉玛依油田乌尔禾组砾岩储层的特点是砾岩成分复杂，主要为火山岩岩屑，夹有少量沉积岩岩屑。砾径多在2～100 mm之间，以2～25 mm者占大多数。砾石分选差，杂基含量高。颗粒的支撑方式有五种类型(图2-1)。

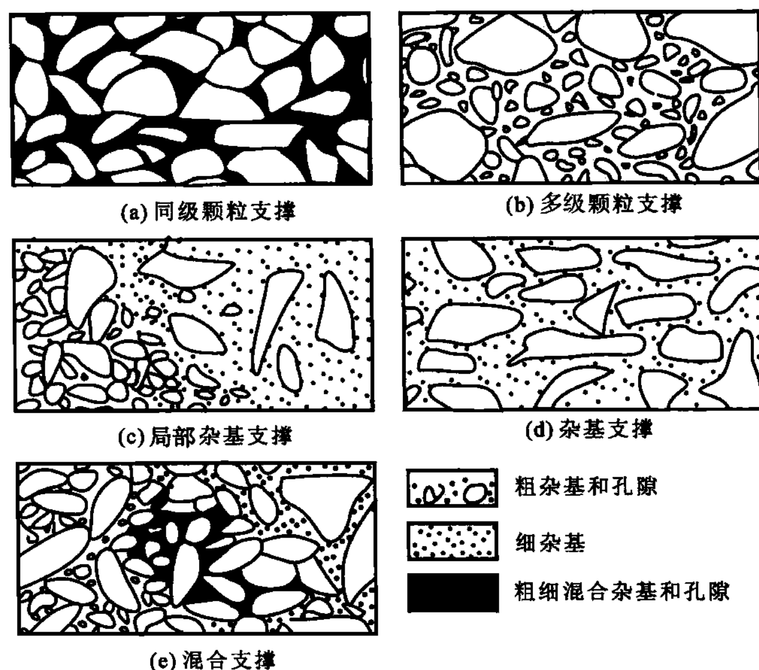


图 2-1 砾岩的支撑类型

(1) 同级颗粒支撑结构

基本上由同一粒级的砾石或砂所组成的岩石颗粒支撑格架。在冲积扇沉积物中，这种支撑结构发育在扇体顶部的沟槽中。

(2) 多级颗粒支撑结构

多种粒级的颗粒依级依次构成岩石的支撑格架。所谓"依级依次"指较粗颗粒的支撑格架空隙内，由较细的颗粒构成第二级支撑格架，顺次组成多级颗粒支撑结构。

(3) 局部杂基支撑结构

砾岩中相当大的一部分为细杂基支撑(相当于砂岩的杂基支撑)，是一种较常见的支撑类型。

(4) 杂基支撑结构

砾岩中的砾石被细杂基包围成游离状，这种结构称杂基支撑结构。

(5) 混合支撑结构

同级颗粒支撑、多级颗粒支撑和少量的杂基支撑相组合搭配构成的支撑格架，称为混合支撑结构。

二、碎屑岩储层的储集空间

碎屑岩储层的储集空间以粒间孔为主，按成因可分为原生孔隙和次生孔隙。自 1975 年麦克唐纳提到砂岩中的次生孔隙问题后，国内外许多学者都发现砂岩的次生孔隙分布相当广泛，约 30%的储集空间为次生孔隙。有些次生孔隙很发育的砂岩，其溶蚀现象很强烈，甚至形成粒内孔和胶结物内孔隙。但与碳酸盐岩储层相比，碎屑岩中粒间孔隙占据统治地位。

三、碎屑岩储层中的胶结物及对物性的影响

碎屑岩储层中常见的胶结物有碳酸盐、硅质、硫酸盐、沸石和自生粘土矿物。胶结作

用使储层的孔隙度和渗透率大大降低。

对东濮凹陷的研究结果表明，碎屑岩储层的孔隙度和渗透率与碳酸盐胶结物含量成反比关系(图 2-2)。从表 2-1 可以看出，硅质胶结物对渗透率的影响比对孔隙度的影响更明显。当硅质胶结物含量超过 5%时，常形成致密储层。

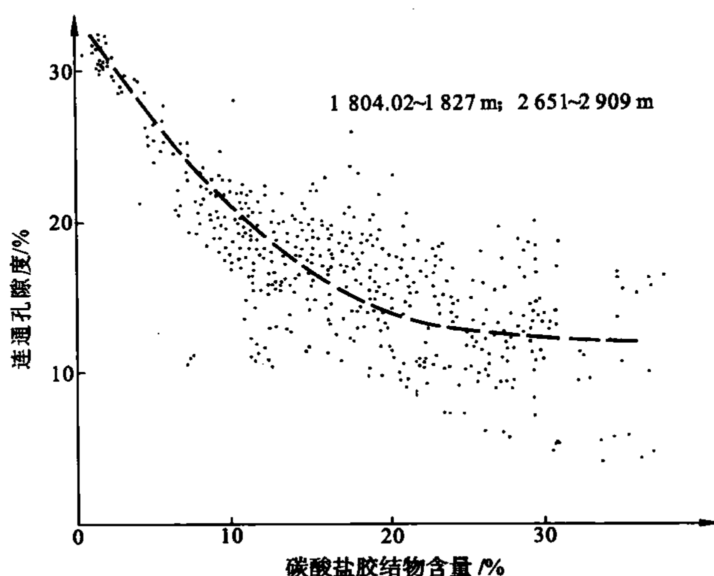


图 2-2　东濮凹陷沙三段碳酸盐胶结物含量与储层物性的关系

表 2-1　东濮凹陷沙三段砂岩中二氧化硅的含量与物性的关系

SiO_2/%	1.0	2.0	2.5	3.5	4.0	5.0
孔隙度/%	20.5	19.7	19.8	18.9	18.9	18.6
渗透率/(10^{-3} μm^2)	172.5	38.0	76.5	20.0	55.0	17.0
碳酸盐胶结物含量/%	5.5	6.0	7.8	6.0	6.0	5.0

四、碎屑岩储层的成分、结构和构造及其对物性的影响

碎屑岩的成分、结构和构造一方面可以作为沉积环境的标志，另一方面也是影响碎屑岩储层的重要因素。

碎屑岩的碎屑成分主要是长石、石英和岩屑。由于长石和岩屑易发生溶蚀作用，所以长石和岩屑含量高的砂岩次生孔隙往往比较发育。岩屑比较软，因此当岩屑含量高的砂岩埋藏到一定深度，由于岩屑易发生压实变形，使其孔隙度和渗透率快速降低。

杂基也是碎屑岩储层的重要成分。统计结果表明，砂岩中的杂基含量与砂岩的孔隙度和渗透率关系密切。当杂基含量大于 5%时，粘土杂基含量与孔隙度和渗透率成反比关系(图 2-3)。当杂基含量小于 5%时，孔隙度和渗透率很高，但这种净砂岩在后期成岩过程中很容易被胶结物所充填，使孔隙度和渗透率大大降低。

碎屑岩储层的结构包括粒度和分选性。在通常情况下，粒度中值与砂岩的孔隙度、渗

透率成正比关系(图 2-4)。分选性与砂岩储层物性的关系密切。统计结果表明,砂岩储层的孔隙度、渗透率与分选系数成反比(图 2-5)。

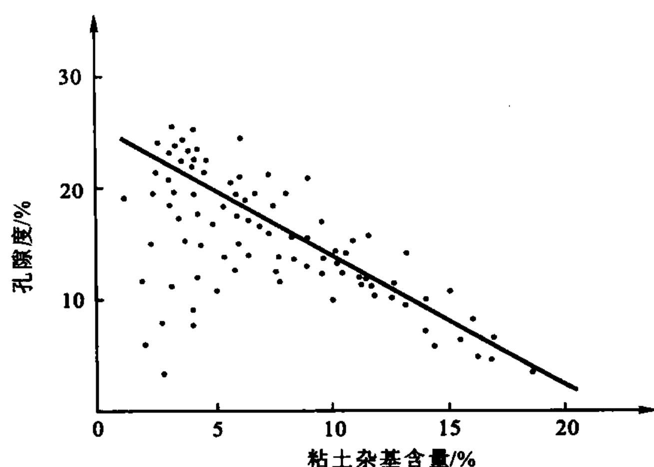
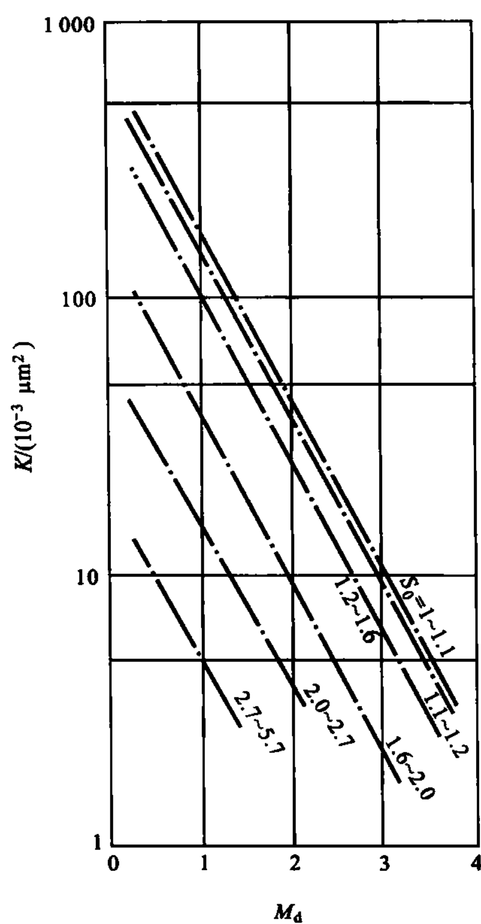


图 2-3 东濮凹陷沙三段砂岩储层物性与粘土杂基含量的统计关系



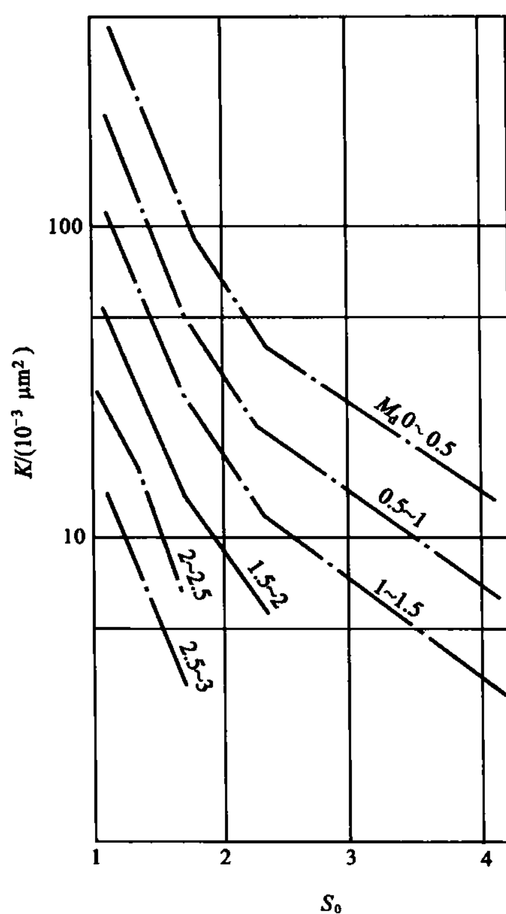


图 2-4 粒度中值与渗透率的关系　　图 2-5 砂岩的分选系数与渗透率的关系

碎屑岩的沉积构造对储层的物性、含油性有明显的影响。在描述岩心过程中,常见饱

含油的砂岩为具有平行层理的砂岩物性好，而具有波状和斜波状层理的砂岩其含油性和物性都差。这是因为平行层理砂岩形成时的水动力环境强、颗粒粗、杂基含量低，而波状和斜波状层理砂岩形成时水动力条件弱，因此，其颗粒细，杂基含量高。

五、碎屑岩储层的成因类型及分布特征

目前，我国原油绝大部分产自中、新生代的陆相碎屑岩储层中。陆相碎屑岩储层有如下成因类型，即：冲积扇、河流、三角洲、扇三角洲、湖底扇、重力流水道、滩坝及风暴重力流砂体等。

1. *冲积扇砂砾岩体*

山间河流携带大量碎屑物质进入平原，流速变小，能量降低，而使碎屑物沉积下来形成扇状堆积体称为冲积扇，冲积扇中的砂砾岩体称为冲积扇砂砾岩体。

在冲积扇的扇根，常为泥石流沉积和主水道的粗碎屑物质组成，扇中部分主要由辫状水道微相的砂砾岩和漫流微相的砂泥物质所组成。而在冲积扇的扇缘则为漫流成因的砂泥物质。

冲积扇在横向上，向物源方向与残积、坡积相邻接；向沉积区常与冲积平原组合或风成干盐湖相接，与河流或湖泊或沼泽沉积呈超覆或舌状交错接触(图 2-6、图 2-7)。有时也可以与滨海平原沉积共生。这取决于地理位置、构造条件和区域气候条件。

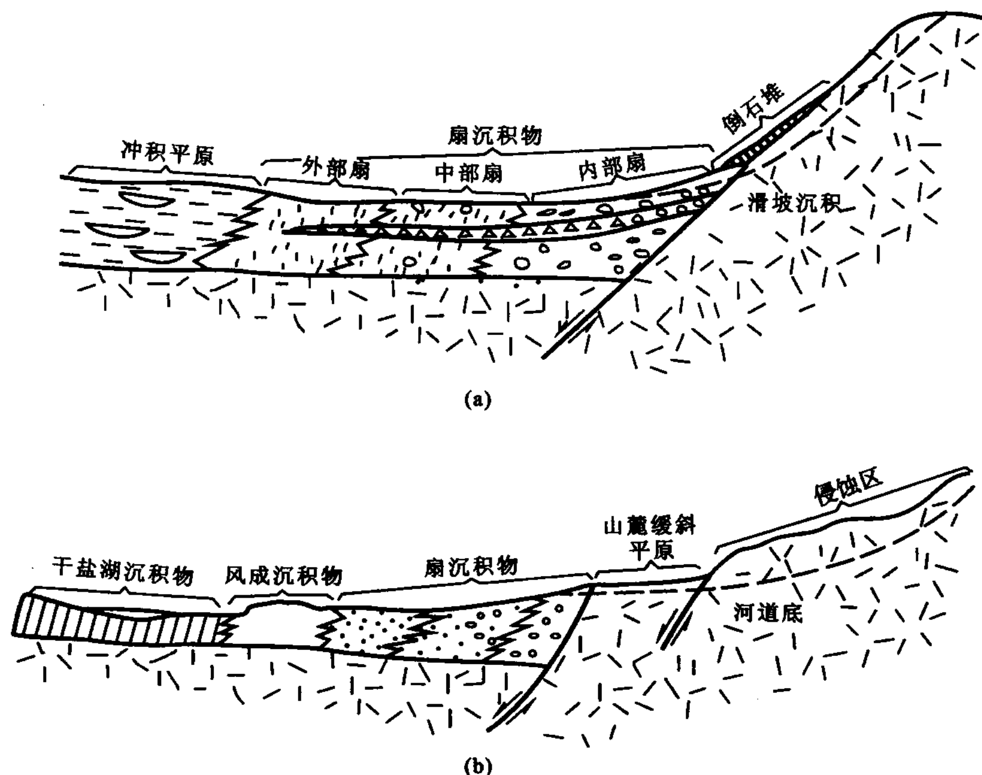


图 2-6 冲积扇沉积的相组合剖面

(据 T. H. Nilsen，1969)

(a) 冲积扇沉积过渡为冲积平原沉积；(b) 冲积扇沉积过渡为风成砂丘—干盐湖沉积

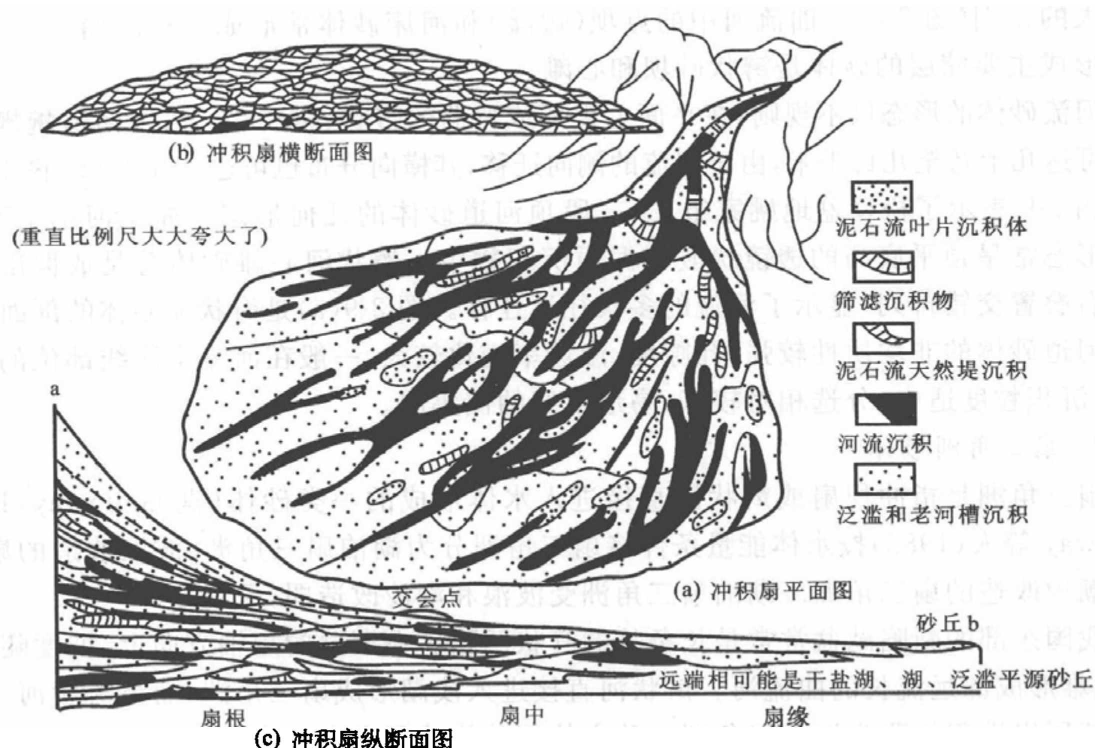


图 2-7 一种理想的成楔形扇体的冲积扇地貌和有泥石流沉积发育的冲积扇沉积物的分布特征

按气候条件可将冲积扇划分为干地扇和湿地扇，干地扇和湿地扇的特征差异见表 2-2。

表 2-2 干地扇和湿地扇主要特征的对比

	干　地　扇	湿　地　扇
河流性质	主要是间歇性河流	常年河流
扇体半径	1.5～8 km;最大 25 km	50～140 km
坡度	较陡;3°～10°	平缓;多小于 1.5°
河床分布格局	辫状河流;变化快,紊乱	变化小,稳定,定向迁移
沉积物分布	从根到缘岩性逐渐变细	从根到缘岩性变细,局部为中粗物质
垂向层序	向上变粗,但个别旋回为向上变细层序	总旋回、单个旋回均为向上变细

冲积扇在平面上的形态为扇形或圆锥形。多个扇体在平面上组合形成裙边状碎屑堆积体。准噶尔盆地西北缘三叠纪的冲积扇砂砾岩体是克拉玛依油田的主要储层。此冲积扇可划分为扇根、扇中和扇缘三个亚相。扇根包括漫洪带、主槽、侧缘槽、槽滩等微相,主槽和侧缘槽都分为流沟和沟间滩。扇中包括辫状沟槽和漫流带,辫状沟槽细分为辫流线小沟和辫流砂岛。这些相带中以主槽、侧缘槽、辫流线砂体的储油物性较好,是油气的主要储集部位。

2. 河流相砂体

河流相砂体在我国碎屑岩储层中占 53%,河流的主要类型有辫状河、顺直河和曲流河(高弯度河)。不同的河流类型,其沉积物的成分、河道的宽/深比、河道的平面几何形态

有较大的差别(图 2-8)。曲流河中的点坝(边滩)和河床砂体常形成有利的储层。而辫状河中形成主要储层的砂体是辫状砂坝和心滩。

河流砂体的形态极不规则，在平面上常形成弯曲的带状、树枝状。沿古河道蜿蜒分布，延伸可达几十乃至几百千米，由于河流的侧向迁移，其横向分布也可达十几千米(图 2-9)。

图 2-9 表示了松辽盆地姚家组二、三段顶河道砂体的几何形态。曲流河单个砂体的剖面形态常呈顶平底凸的透镜状嵌于泥质沉积物中。辫状河心滩砂体总是成群出现，上下左右叠置交错排列，显示了河流的多次往返迁移。图 2-9(a)是辫状河砂体的剖面图。

河道砂体的非均质性较强，孔隙度、渗透率变化较大，一般在河流主流线部位的边滩、心滩，沉积粒度适中，分选相对较好，易形成好的储集层。

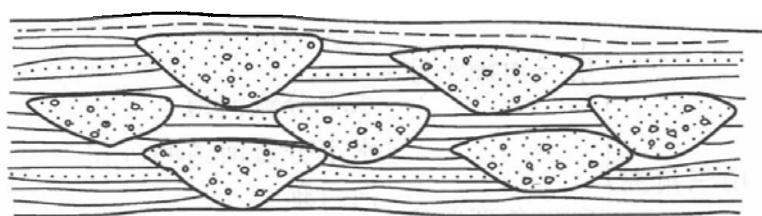
3. *扇三角洲砂体*

扇三角洲是指冲积扇或辫状河直接进入水体形成的一类砂体(据 Galloway，1983)。Galloway 等人(1983)按水体能量条件将扇三角洲分为湖泊扇三角洲、波浪改造的扇三角洲和潮汐改造的扇三角洲。湖泊扇三角洲受波浪和潮汐改造弱，呈扇形。

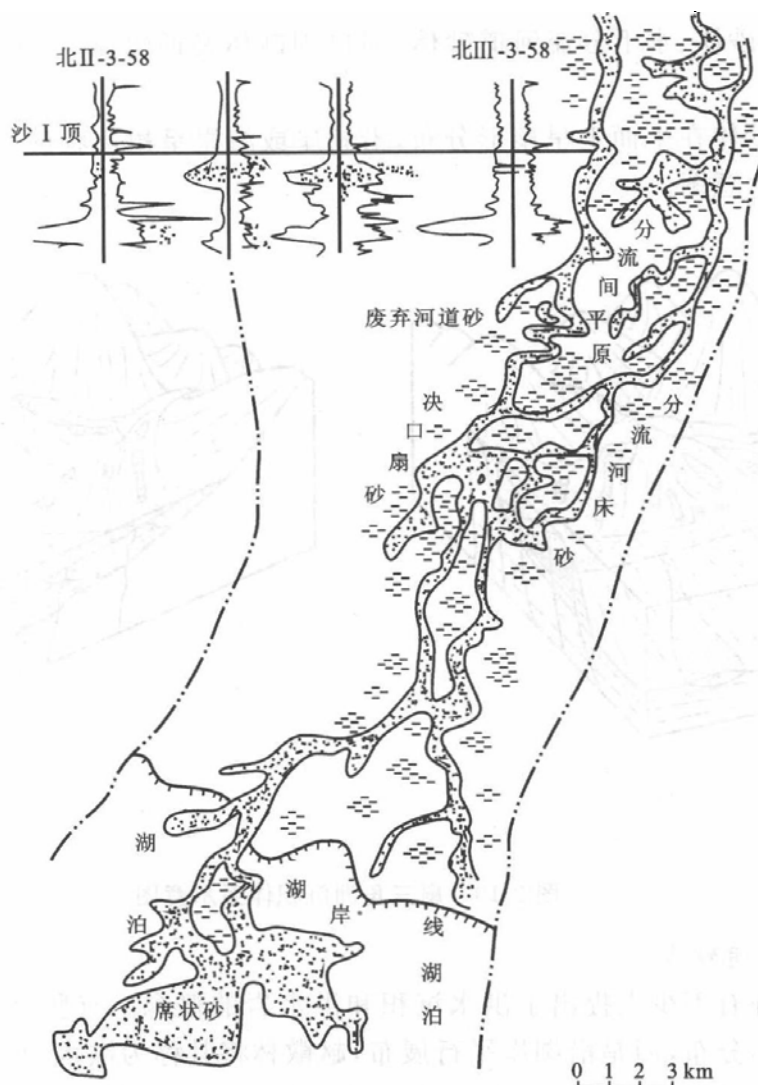
我国东部的断陷湖盆常常是长条状的箕状凹陷。在湖盆的短轴方向上，坡度陡，物源近，很难形成源远流长的曲流河。辫状河直接进入浅湖形成扇三角洲，而将辫状河入湖形成的碎屑岩堆积体称为辫状三角洲。孙永传等曾将冲积扇进入浅湖形成的扇形碎屑岩体

河道类型	河道充填物成分	河道几何形态			内部构造		侧向关系
		横剖面	平面形态	砂岩等岩性图	沉积组构	垂向层序	
底负载型河道	以砂为主	宽/深比大，底部冲刷面起伏小到中等	顺直到微弯曲	宽的连续带	河床加积控制沉积物充填	SP岩性 不规则的，向上变细，发育差	多层河道充填物在体积上通常超过漫滩沉积
混合负载型河道	砂、粉砂和泥混合物	宽/深比中等，底部冲刷面起伏大	弯曲的	复杂的、典型的"串珠状"的带	充填沉积物中既有河岸沉积，又有河床加积	SP岩性 各种向上变细的剖面，发育好	多层河道充填物一般少于周围的漫滩沉积
悬浮负载型河道	以粉砂和泥为主	宽/深比小到很小，冲刷面起伏大，有陡岸，某些河段有多条深泓线	高弯曲到网状	鞋带状或扁豆状	河岸加积(对称的或不对称的)控制沉积物充填	SP岩性 细粒物质为主的层序，因而垂向变化可能不清楚	多层河道充填物被大量的漫滩泥和粘土所包围

图 2-8 底负载型、混合负载型和悬浮负载型河道段的形态和沉积特征及沉积物
(据 Galloway，1977)



(a)

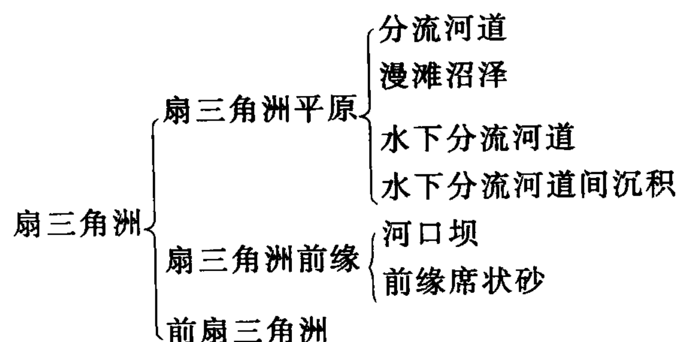


(b)

图 2-9 松辽盆地白垩系姚家组二、三段顶河道砂体几何形态

称为水下冲积扇。本书中把以上这些沉积体统称为扇三角洲。

扇三角洲由扇三角洲平原、扇三角洲前缘和前扇三角洲组成。扇三角洲平原与正常三角洲平原差别较大,实际上扇三角洲水上平原属于近山口的冲积扇环境。扇三角洲还可分出如下微相:



其中，分流河道砂体、水下分流河道砂体、河口坝砂体及前缘席状砂体构成了扇三角洲的主要砂体类型。

扇三角洲砂体在平面上呈扇形分布，沿湖岸或海岸呈裙边状展布。图 2-10 为扇三角洲沉积体系的示意图。

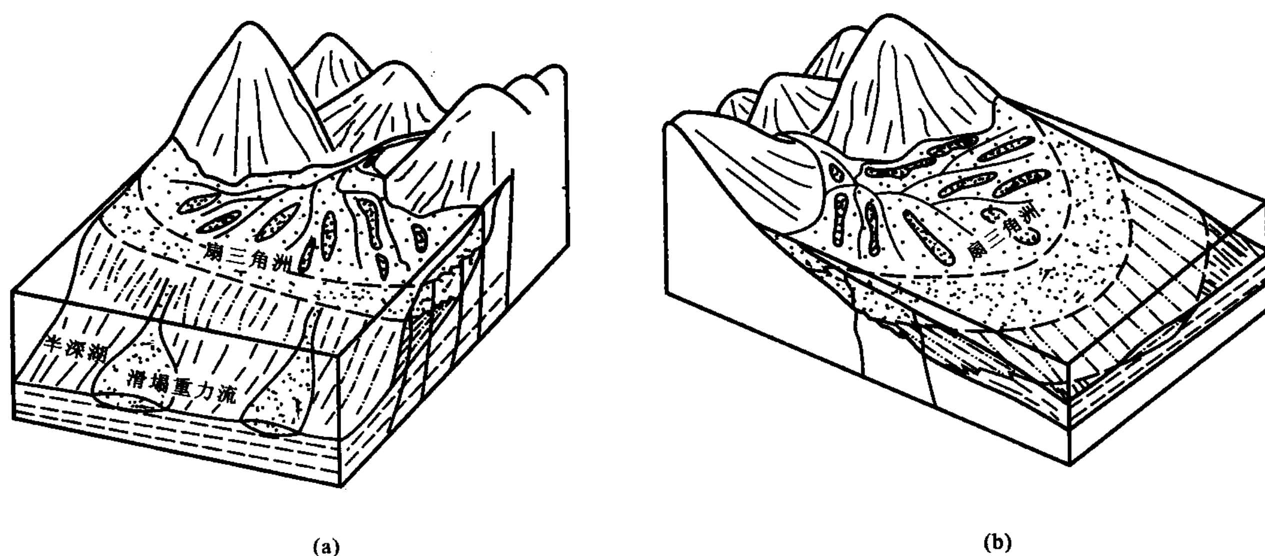


图 2-10　扇三角洲沉积体系示意图

4. 洪水-漫湖砂体

近年来国外有不少人提出了洪水沉积和洪水岩的概念。有些洪水成因的砂体，不是垂直湖岸呈扇形分布，而是沿湖岸平行展布，赵徵林将其称为洪水-漫湖砂体。

洪水-漫湖沉积是湖泊环境中的一种特殊类型。这是在湖盆发育早期，古地形平坦的浅水湖泊中，在干旱、半干旱的气候条件下，近源、短源阵发性洪水的注入及随之而来的沉积作用所形成的砂体。但又不完全同于正常分异作用的滨、浅湖沉积，而类似海洋环境的潮坪沉积。即在开阔平坦的湖岸环境中，在洪水期高水位面附近的低能带形成泥坪；在低水位面附近的高能带形成砂坪砂体，沿湖岸呈带状分布；在高、低水位面之间的间歇能带形成砂泥混合坪。在洪水注入高峰期，在湖坪上可形成洪水水道砂体，垂直于湖岸分布。

图 2-11 为洪水-漫湖沉积模式图。东濮凹陷沙河街组沙四段发育洪水-漫湖沉积，洪水水道砂体和漫湖砂坪砂体构成了东濮凹陷文留地区的主要产气层。

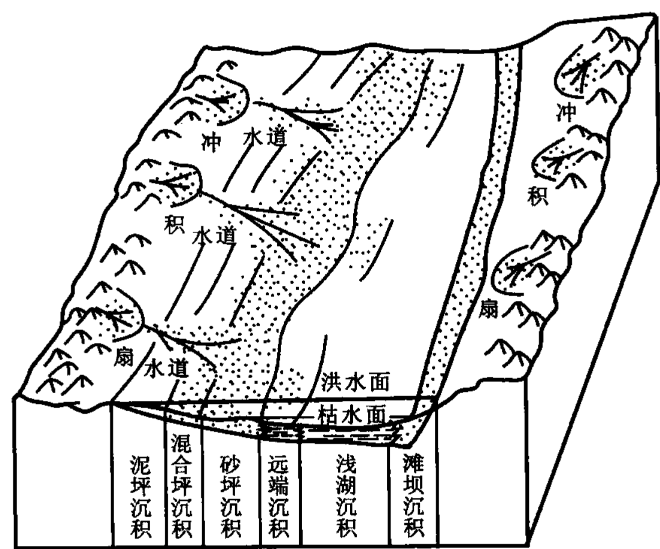


图 2-11 洪水-漫湖沉积模式图

5. 三角洲砂体

三角洲是河流到达海或湖的入口处，由于流速降低，大量碎屑物质沉积下来，形成三角状的碎屑沉积体。三角洲可分为河控三角洲、浪控三角洲、潮控三角洲和湖泊三角洲。

三角洲砂体主要有三角洲分流河道砂体和三角洲前缘砂体。三角洲分流河道砂体在平面上呈树枝状展布(图 2-12)，具河道沉积的特点，在剖面上呈顶平底凸的透镜状。三角洲前缘砂体又可细分为河口坝砂体、远砂坝砂体和席状砂。岩性以细砂、粉砂为主。

世界上已发现许多大油田与三角洲砂体有关，如西非尼日利亚的尼日尔河三角洲等。

我国中、新生代陆相湖盆中广泛发育湖泊三角洲。湖泊四周有众多河流入湖，浪小无潮汐。碎屑物质供应充分，河流多属短小流急的季节性河流，湖岸距湖心不远，因此湖泊三角洲有如下特点：

① 三角洲砂体多，面积相对较大，占据着湖泊的很大面积，多发育在凹陷的回返上升期。

② 河流作用特别显著，尤其是沿湖盆长轴方向入湖的长流河三角洲。

③ 分流河道砂体和水下分流河道砂体很发育。这是河流作用强而波浪、湖流作用较弱的表现。砂体在平面上呈鸟足状或舌状展布。

我国东部油田中最典型的例子是大庆长垣三角洲，东营凹陷东辛三角洲、胜坨三角洲，东濮凹陷马厂三角洲和文明寨三角洲。

大庆长垣三角洲(图 2-13)呈伸长的鸟足状或舌状，三带齐全，由 200 多个叶体组成的三角洲复合体的总面积达 2 万多平方千米，最厚处达 500 m 以上。

6. 海底扇砂体

海底扇砂体主要是不同类型的重力流砂体。这些砂体包括：典型浊积岩、块状砂岩、叠复冲刷粗砂岩、卵石质砂岩、颗粒支撑砾岩、杂基支撑的岩层、滑塌岩。砂体的分布特征以沃克(1978)和诺马克(1978)所建立的海底扇相模式(图 2-14)为例说明如下：

（1）补给水道

补给水道或海底峡谷的主要作用是将砂输送到扇上去，它们也可能被粗粒物质（滑塌块、碎屑流、砾石或物源供给的其它粗粒物质）或很细物质（泥、泥质）堵塞。后一种情况通常是由于海平面的相对升高，扇的原有物源被切断造成的。一个很好的例子是密西西比补给水道，它已被废弃，由泥质充填。

（2）内扇亚相

在地貌单元上这个相位于大陆斜坡和峡谷出口处。在斜坡上发育粉砂质泥岩、斜坡水道砂、砂砾以及滑塌、揉皱沉积物等。在斜坡脚地带，发育滑塌层和紊乱层的泥石流、碎屑流沉积物。在水道向下延伸方向上，依次出现泥石流、碎屑流沉积（紊乱砾岩层、反粒序

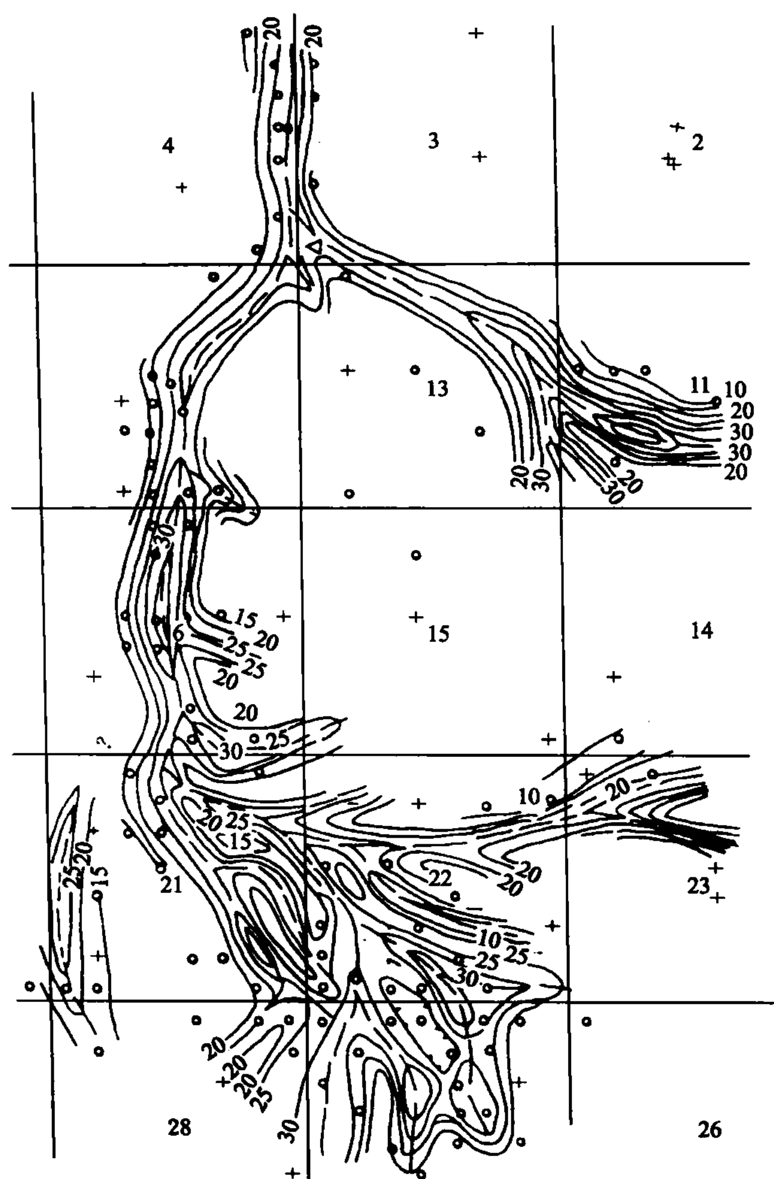


图 2-12　美国俄克拉荷马州霍金斯油田布奇砂岩含油中段等厚图

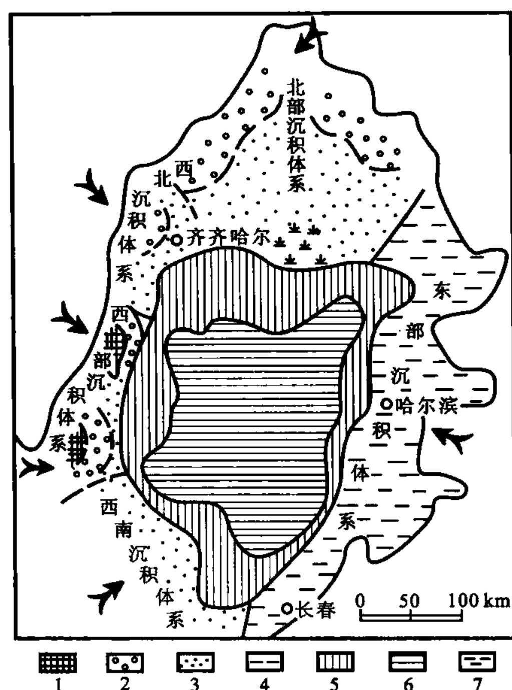


图 2-13　松辽盆地白垩系青山口组沉积晚期相带分布图

1—剥蚀区；2—洪积相；3—泛滥平原与分流平原相；4—沼泽；5—三角洲前缘或滨湖浅水相；6—半深湖—深湖相；7—淤积湖

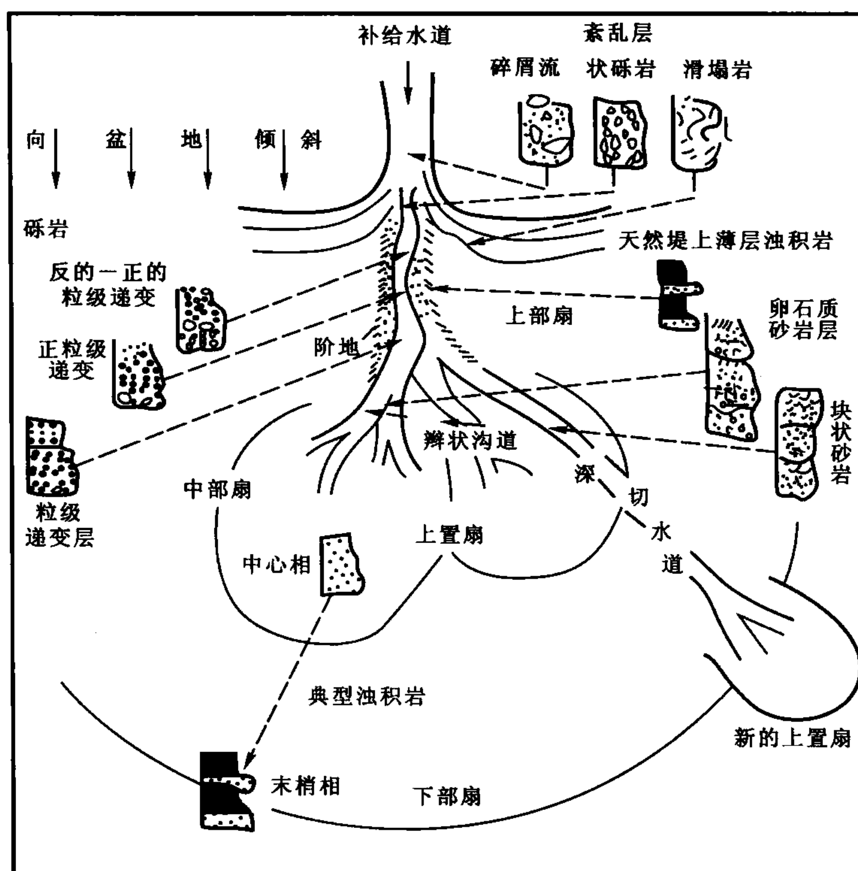


图 2-14　海底扇相模式(据沃克，1978)

至正粒序砾岩、有层理砾岩等)。在水道堤或阶地外缘,由于漫溢作用可发育C—E序列典型浊积岩。

沉积物分布严格受地形的控制,特别是砾岩更严格地受水道的限制。水道宽度和深度因地而异,其深度可达100～150 m,宽度有2～3 km。由于水道的迁移和加积作用可使砂砾岩分布的宽度更大。在水道里,特别在内扇主沟道的末端,也可有颗粒流和浊流沉积。

(3) 中扇亚相

位于内部扇以外和外部扇以内,常呈叠覆舌状体,突出的地貌特征是辫状分流水道发育。在辫状分支沟道里,以卵石质砂岩(或含砾砂岩)和块状砂岩为主,有时见颗粒流和液化流沉积,不含或很少含有泥岩夹层;在叠覆扇舌的大、小沟道中,最活跃的沉积是近积A—E序列和B—E序列浊积岩。

辫状水道一般宽300～400 m,深一般不超过10 m。由于扇表面辫状水道的迁移和加积作用,可使颗粒流沉积的卵石质砂岩和块状砂岩连续出现,从而形成孔隙度和渗透率都非常好的优质厚层油气储集层。

中扇亚相分为有沟道和无沟道两部分,在沟间以A—E和B—E序列典型浊积岩为主。中扇无沟道部分以漫溢沉积的B—E,C—E序列典型浊积岩为特征。

(4) 外扇亚相和盆地平原相

外扇亚相与中扇无水道部分相接,地形平坦,基本无水道,沉积物分布宽阔而层薄。典型沉积是C—E序列和D—E序列的末梢相典型浊积岩和深水粘土岩。

深海平原上的重力流沉积,因其有填平低洼但不爬高的低密度底流特点,故除局部地区因填平有所加厚外,在深海平原广阔面积上以远积典型浊积岩为特征。其厚度是很稳定的,有的薄粉砂层可以侧向追踪几十至数百千米。

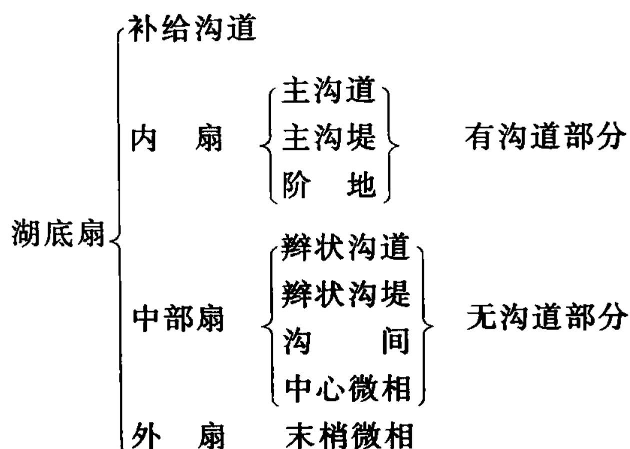
(5) 深切扇

"扇叶"可达深水平原区的沟道型浊积岩是一种与周缘沉积相反常的相类型,含油气潜力很大。

7. 湖底扇砂体

湖底扇这一概念是自海底扇(submarine fan)引申来的,是泛指沉积物重力流在深水区形成的扇形碎屑岩体。沃克和诺马克在典型浊积岩相模式的基础上,相继提出了海底扇的标准相模式。我国东部早第三纪断陷式湖盆有着发育的重力流沉积,沉积物以陆源碎屑沉积为主。但在描述湖盆深水区(浪底以下)形成的碎屑岩沉积体时,国内使用的名词较多。吴崇筠(1981)采用近岸浊积扇、远岸浊积扇等术语来描述重力流成因的扇状浊积岩体。郑浚茂(1984)等多数学者把重力流成因的扇状碎屑岩体称为水下扇。赵徵林(1984)将盆地中深水重力流成因的扇状碎屑岩体定义为湖底扇。

湖底扇可以进一步划分为如下亚相和微相:



主沟道砂体和辫状沟道砂体是湖底扇沉积的主要砂体类型。按湖底扇的地理位置可将湖底扇划分为陡岸湖底扇和缓岸湖底扇。图 2-15 为陡岸湖底扇和缓岸湖底扇的成因模式图。

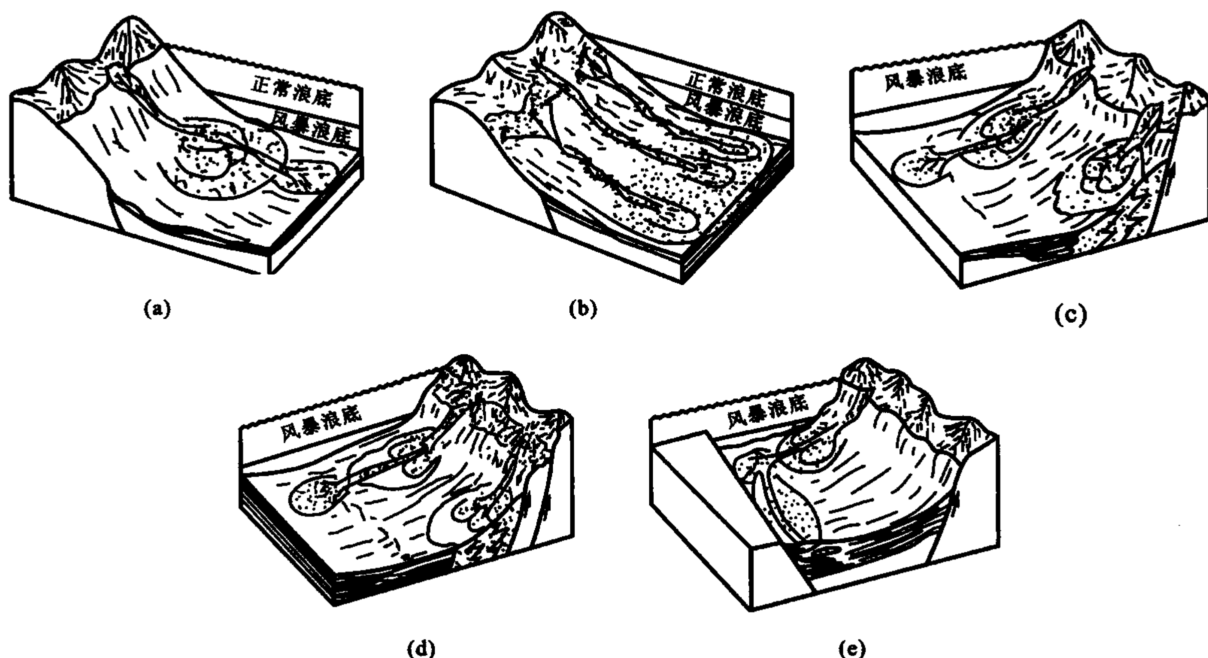


图 2-15 中国东部断陷湖盆湖底扇成因模式

就单个湖底扇体而言，其平面形态一般为扇状，多个扇体呈裙边状分布于湖盆边缘。

8. 重力流水道砂体

在深水重力流沉积体系中除了扇状浊积岩体外，还有非扇状浊积岩体。沃克(1978)、许靖华对海相水道型浊积岩出现的环境、形成机制和模式都有各自的观点。但最基本的观点是相似的，即在斜坡脚下有一条凹槽，碎屑物质的供给来自各个方向，既有长轴方向的，也有短轴方向的，在斜坡上的许多地点，重力流顺斜坡流入盆地后都会拐弯，向盆地低洼的一端流动沉积，形成非扇状浊积岩体(图 2-16)。

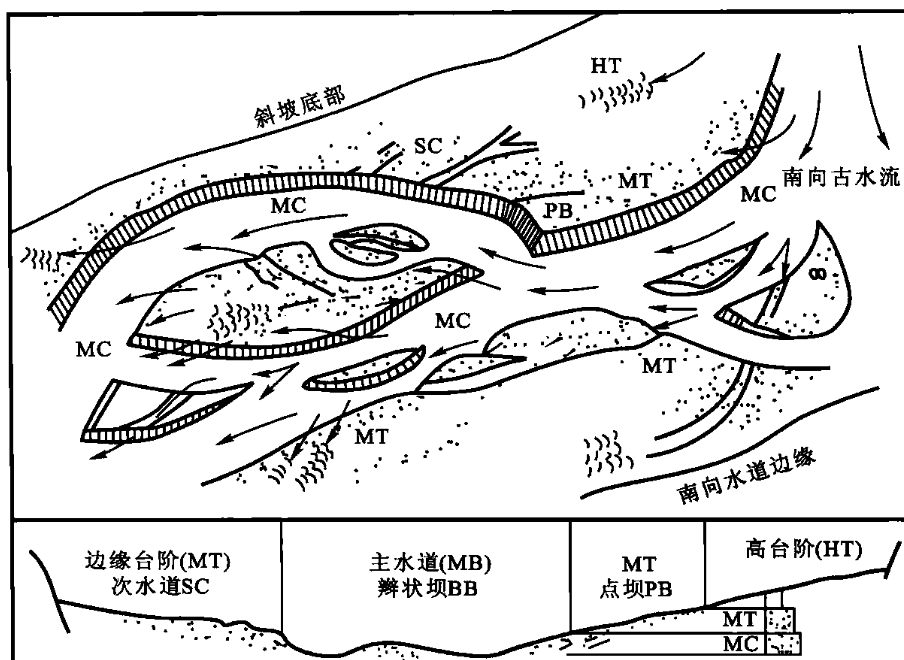


图 2-16　加拿大魁北克寒武—奥陶系 Cap Enrage 组斜坡脚下重力流水道沉积模式(Hein and Walker,1982)

重力流水道沉积不仅发育在海相中,也发育在湖泊中。吴崇筠认为辽河凹陷发育沿断槽分布的重力流水道沉积。孙永传等认为黄骅凹陷中有重力流水道砂体,不仅沿边界断槽分布,也分布于深湖中的断槽中。

东濮凹陷下第三系中也广泛分布重力流水道砂体。东濮凹陷是一个南北向延伸的狭长的断陷盆地,盆地中部发育一系列平行于盆地延伸方向的断槽或深水道。来自凹陷南北两端的轴向重力流和来自凹陷东西两侧的洪水重力流,沿断槽进入湖底,形成沿轴向分布的重力流水道砂体。其成因模式见图 2-17。这种重力流水道砂体形成了东濮凹陷胡状集油田的重要含油层。

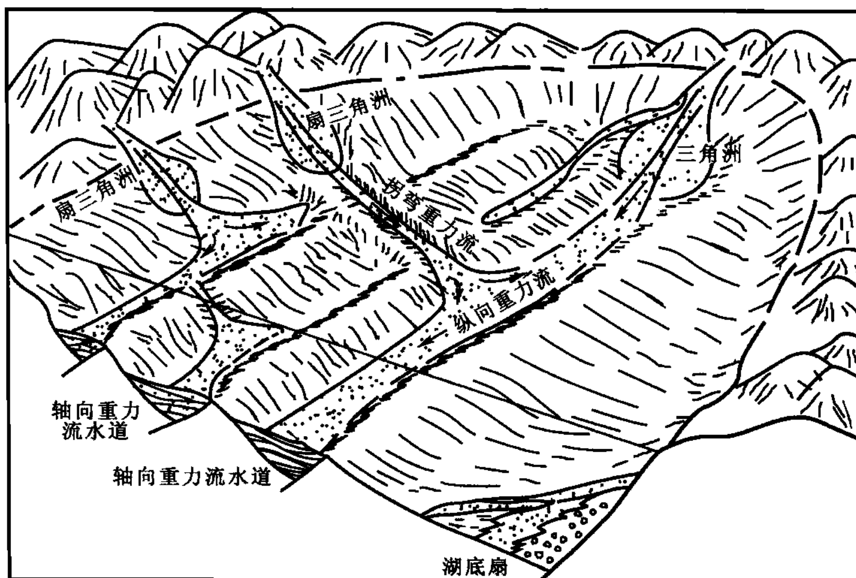
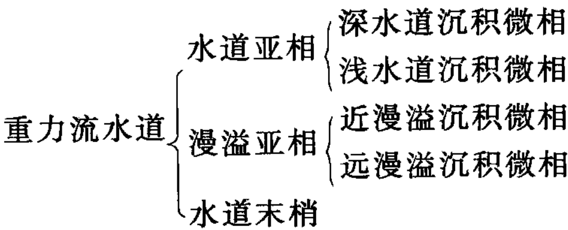


图 2-17　东濮凹陷下第三系沙三段重力流水道沉积模式

重力流水道砂体可划分为如下微相：



重力流水道砂体呈带状和椭圆状沿断槽或深凹陷分布。

9. 滩坝砂体

滩坝砂体是海岸环境、湖岸环境及湖泊水下隆起部位形成的以砂质为主要成分的各类滩、岛、堤、坝砂岩体。它们在平面上呈狭长带状或串珠状沿海岸线方向延伸，剖面常呈底平顶凸的各种透镜体。

我国许多中、新生代陆相湖盆中的滩坝砂体都是好的油气储层。图 2-18 是东濮凹陷滩坝砂体沉积模式图。

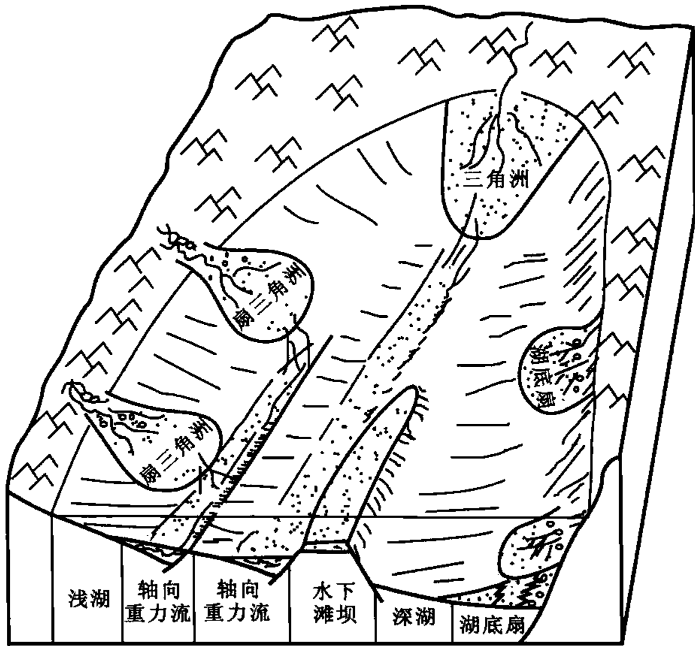


图 2-18 东濮凹陷下第三系沙三段水下浅滩沉积模式

10. 风暴砂体

风暴是现代和古代形成沉积作用的一个重要因素，对于风暴沉积的认识和研究被看做是十多年来沉积学领域的一个重要里程碑。风暴沉积是原始沉积物经过暴风浪的扰动和改造又在正常浪底和风暴浪底之间沉积下来的沉积物，这种沉积物具有丘状交错层理和递变层理，部分在风暴浪底之下沉积下来形成浊积岩。

风暴沉积可划分为近基风暴相和远基风暴相。近基风暴相位于正常浪底和风暴浪底之间的上部，靠近正常浪底，沉积物偏粗，发育块状、丘状交错层理。远基风暴相位于两个浪底的下部，靠近风暴浪底，由于水体深，只有周期较大的强波浪才能影响到这里，沉积物明显偏细。

我国东部中、新生代湖盆中也发育有风暴沉积，虽然规模较小，但具海洋风暴沉积的

特征。原始沉积物如三角洲、滩坝、扇三角洲等砂体经暴风浪的改造，形成沿湖岸一侧分布的带状风暴砂体。由于原始物质经过风暴浪的扬弃作用，杂基含量降低，有利于储集空间的发育和流体的渗流。

东濮凹陷下第三系沙三段第三、第四亚段发育风暴砂体，并成为良好的油气储层，其成因模式见图 2-19。

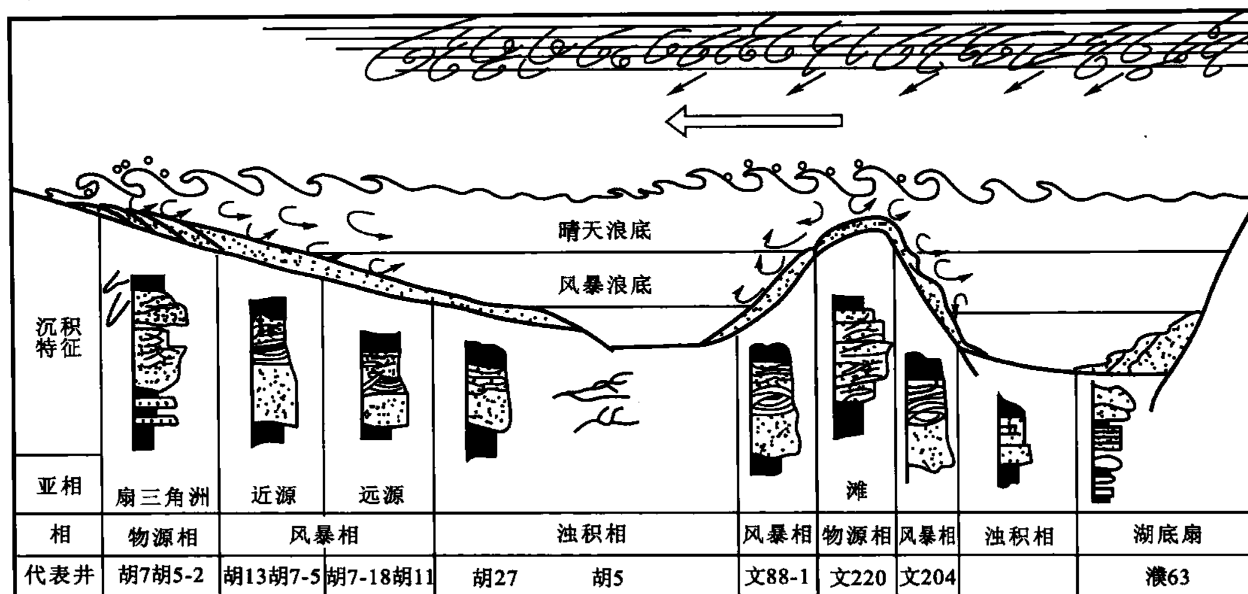


图 2-19　东濮凹陷下第三系沙三段第三、第四亚段风暴岩成因模式

除了上述砂体外，在陆相湖泊中还见到表层密度流砂体，由于这种砂体厚度小，颗粒细，难以构成有利的储集体，这里不再详述。

第二节　碳酸盐岩储层及其特点

碳酸盐岩储层是另一类重要的油气储层。碳酸盐岩储层中的油气储量，可占全世界油气总储量的 40%，其油气产量达全世界油气总产量的 60%以上。一般来说，碳酸盐岩油田比砂岩油田可采储量大，单井产量高。据世界 198 个大油田统计表明，碳酸盐岩油田平均可采储量可达 5.6×10^8 t。波斯湾盆地沙特阿拉伯的加瓦尔油田，是世界特大型的碳酸盐岩油田，其可采储量高达 107×10^8 t，是目前世界上可采储量最大的油田。世界上共有九口日产量曾达万吨以上的高产井，其中八口属碳酸盐岩储集层。如墨西哥黄金巷油区塞罗阿苏耳-4 井，储集层为中白垩统的礁灰岩，最高日产量曾达 37 140 t。

我国碳酸盐岩储集层分布极为广泛，厚度大，油气显示多，先后找到了许多油气田，如华北任丘油田、四川威远气田等。

碳酸盐岩储集层与砂岩储集层有明显的不同。在表 2-3 中对砂岩与碳酸盐岩的储集空间进行了比较。

表 2-3 砂岩与碳酸盐岩储集空间比较

特征 \ 岩石类型	砂岩	碳酸盐岩
沉积物中的原始孔隙度	一般为 25%～40%	一般为 40%～70%
成岩后的孔隙度	一般为原始孔隙度的一半或一半以上,储层普遍为 15%～30%	一般只占原始孔隙度的很小一部分或接近于零,储层中通常为 5%～15%
原始孔隙类型	几乎全为粒间孔隙	粒间孔隙较多,但其它孔隙类型也很重要
最终孔隙类型	虽受成岩后生变化,但几乎仍为粒间孔隙	由于经受沉积后的各种改造,变化极大
孔隙大小	与颗粒直径、分选好坏等有密切关系	与颗粒直径和分选好坏关系较小
孔隙大小、形状和分布的一致性	在均匀的砂岩体内,一般有好的一致性	即使在单一类型的岩体内,变化也很大,从具有好的一致性到极不均一
成岩作用的影响	由于压实作用和胶结作用,孔隙有所减小,溶蚀作用也会扩大孔隙	影响很大,能够形成、消失或完全改变原有孔隙
裂隙的影响	除低渗透层外,对储层性质的影响一般不重要	对储层性质影响很大
孔隙性和渗透性的目估情况	能大体进行估量	从能大体进行目估到不能目估
岩心分析对储集层评价的作用	适合做岩心分析	对于非均质性很强的储层,用大直径的岩心也难于对储层进行评价
孔隙度与渗透率之间的关系	有一定相关关系	从有一定相关关系到不相关

一、岩石类型

碳酸盐岩储层主要包括石灰岩、白云岩及其之间的过渡类型岩石,还有石灰岩、白云岩和泥岩及硅岩之间的过渡类型岩石。按结构和成因可分为若干类型,如颗粒灰岩、泥晶灰岩、生物礁灰岩和生物滩灰岩等。

二、物性特征

从样品的实验室测试结果来看,碳酸盐岩储层的孔隙度和渗透率比砂岩相对要低。但当有裂缝存在时,渗透率明显增加。因此,试井测试所测得的孔隙度和渗透率往往大大地超过实验室测得的岩心样品的渗透率和孔隙度,某些储层其孔隙度高达 30%,渗透率高达几万到几十万毫达西(1 毫达西$=1\times10^{-3}\ \mu m^2$)。

三、储集空间

与碎屑岩储层相比,碳酸盐储层储集空间类型多样,不仅有孔隙、洞穴,还有裂缝。而且储集空间的大小、形状及分布变化很大。其原因主要有两个:一是岩性的差异所引起的选择性溶解;二是由于构造的不同部位,其构造应力的大小不同,造成的裂缝的密度也有

很大的差异。

此外，碳酸盐岩储层中晶间孔发育，与碎屑岩储层粒间孔发育形成明显对比。

裂缝既是碳酸盐岩储层十分重要的一类储集空间，同时，也是沟通碳酸盐岩各种孔隙、溶洞的通道，对碳酸盐岩的储集物性有重要控制作用。

四、孔隙的成因

碳酸盐岩储层孔隙的成因既有原生的，也有次生的，但相对于碎屑岩储层来讲，其多数孔隙是次生的，即由于次生溶蚀作用形成各种孔隙和洞穴。仅在礁灰岩、生物滩及颗粒灰岩中存在某些原生孔隙，但这些原生孔隙，也因碳酸盐岩成岩作用强而被改造或充填。

第三节　泥质岩储层

泥质岩储层是指由泥岩、页岩及砂质泥岩作为基质的储层。过去认为这类岩石只能作为"致密"盖层。国内外勘探实践表明，在沉积盆地中的泥质岩中也存在油气藏，泥质岩本身构成了这类油气藏的储层。泥质岩储层的勘探具有较大的潜力，是今后油气勘探的重要新领域和后备阵地。

一、储集空间类型

胜利油田近年来发现了大量的泥质岩储层。其储集空间可分为三类，即裂缝型、孔隙型和孔-缝复合型。根据储集层的岩相对储集空间又作了进一步的划分(表 2-4)。

表 2-4　胜利油区泥质岩储层的储集空间类型

大　类	亚　类	实　　例
裂缝型	钙质泥岩裂缝型 钙质油页岩裂缝型 变余泥岩裂缝型	郭局子沙三下亚段 渤南沙一段 义 13 井区沙三段
孔隙型	夹砂条超压泥岩孔隙型 正常基质孔隙型	河 54 井区沙三下亚段 大部分生油岩
孔-缝复合型	夹砂条的钙质泥、 油页岩孔-缝型或缝-孔型	东营凹陷南斜坡沙四上亚段

图 2-20 表示了胜利油区泥质岩储层所形成的五种油气藏模型。

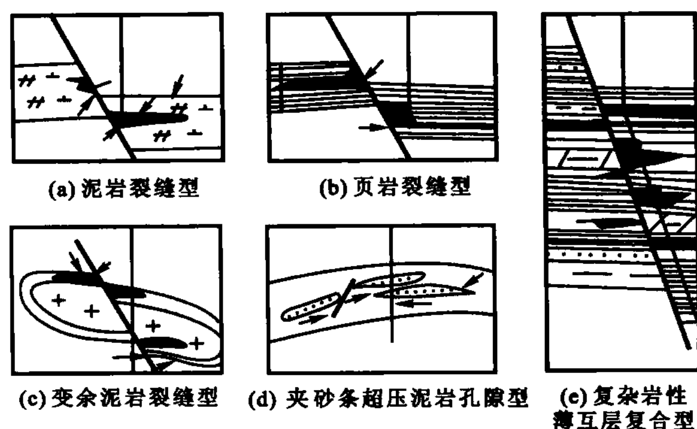

(a) 泥岩裂缝型　(b) 页岩裂缝型
(c) 变余泥岩裂缝型　(d) 夹砂条超压泥岩孔隙型　(e) 复杂岩性薄互层复合型

图 2-20　胜利油区五种泥质岩油气藏模型

1. 裂缝型

裂缝型是泥质岩储层重要的储集空间，主要发育于富钙质的脆性泥页岩地层中，以网状、树枝状裂缝为特征。在块状泥岩中，以构造裂缝为主，而在页岩中，还发育页理缝和经溶蚀改造了的页理缝。因此，页岩的储集物性比泥岩更好。

由于受岩相和构造因素的双重控制，裂缝性储集空间主要分布于断裂带附近的钙质泥页岩内。

2. 孔隙型

这种储集空间类型主要发育于三角洲相富含浊积岩粉砂条带的厚层欠压实泥岩中。由于粉砂条在剖面中含量不足 20%而归属到泥岩中。在这种剖面中，砂质及泥质中的孔隙构成了这类储层的主要储集空间。美国墨西哥湾已有这方面的例子。这类油藏具异常高压，压力系数为 1.54，初产自喷产量 91.3 t/d，原油不含水，16 个月后仍有 24 t/d 的产量，表现了与裂缝型储层明显不同的开采特征。

3. 孔-缝复合型

若钙质泥岩中夹有薄砂条，发育裂缝及页理层间缝，砂质条带中发育孔隙，则裂缝和孔隙连通起来形成孔-缝复合型储层。

二、泥质岩储层的形成条件

1. 特定的岩相条件

泥质岩储层的形成需特定的岩相条件。在缺乏硅质沉积的东部第三系盆地内，裂缝型储集空间主要发育于富钙质的泥页岩中，因为这些岩相具较大的脆性和潜在造缝能力。对于孔隙型储集空间，其形成的岩相条件则是夹有砂质条带的泥页岩相（图 2-21）。

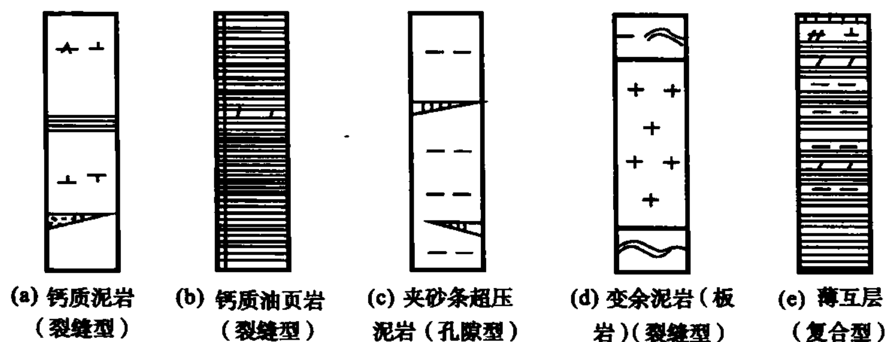

(a) 钙质泥岩（裂缝型）　(b) 钙质油页岩（裂缝型）　(c) 夹砂条超压泥岩（孔隙型）　(d) 变余泥岩（板岩）（裂缝型）　(e) 薄互层（复合型）

图 2-21　常见的五种泥质岩储层岩相组合及其储层类型

2. 压实或欠压实的成岩条件

对于裂缝型储层的形成，压实条件是必要的，因为只有经过压实成岩后，泥页岩地层才具有较大的脆性或造缝能力。一般情况下，泥质岩地层在埋深 2 000～2 200 m 处于快速压实成岩阶段，所以泥质岩储层分布的上限一般为 2 000 m 左右。

对于孔隙型储层的形成，则需要欠压实的成岩条件。这种状态下的泥页岩具有较大的粒间孔隙及原生页理缝隙(例如东营凹陷牛 38 井泥岩粒间孔隙直径达 20 μm)，加之砂质条带和粒间孔隙及高压环境(例如东营凹陷河 54 井压力系数为 1.54)使储存于泥质岩中的油气通过砂条"管道"流向井底。

3. 断裂或其它的动力造缝条件

任何易于造缝的泥质岩相，若无充分的构造力作用，也难形成裂缝储层。例如，在济阳坳陷乃至东部其它断陷盆地，由于第三系缺乏褶皱构造，造缝的动力主要来源于断层活动。因此，主要裂缝带均与断裂分布有关，特别是那些多断层及其交汇区裂缝最可能发育，这决定了泥质岩裂缝储层均分布于特定的断裂、断鼻等构造带中，裂缝型油藏单井产量随断层规模增大及与断层距离减小而增高的趋势也说明了断层对裂缝油气藏形成及富集高产的控制作用。

与砂岩油气藏的形成不同，泥质岩类油气藏的油源除了来自上下围岩外，主要是来自于自身，即自生油源。因此，几乎所有的泥岩裂缝中都不同程度地产油或产气。

第四节 低渗透致密储层

一、低渗透致密储层的研究现状

低渗透致密储层在 20 世纪 60 年代后期及 70 年代早期在国外已被认为是天然气的第二个主要供气来源，用以补充常规天然气储量的递减。这个认识在 1980 年后随着低渗透致密储层的勘探开发技术的发展而更加被肯定。

1987 年美国从低渗透致密储层(大部分是砂岩)中生产了大约 283.2×10^8 m^3 的天然气。1970 年美国总的致密天然气产量估算为 142×10^8 m^3，1981 年达到 396×10^8 m^3 的生产高峰，约占当年全美非伴生气总产量的 10%，总储量的 6.8%。美国目前已有 663 个以上的致密天然气田在生产。

美国西部的致密储层的岩性多为粉砂岩、砂质碳酸盐岩、灰岩、白云岩，以及白垩土。其储层特征与常规储层有显著的区别，致密储层几乎总是需要人工投产措施才能获得有工业价值的生产，而常规储层则不一定需要进行投产措施即可以获得有工业价值的产能。通常采收率可以达到 75%～90%。

我国对低渗透致密储层的系统研究起步略晚，但长庆油田在低渗透油层的勘探及开发方面已有较长时间，积累了丰富的经验。四川气田在致密基质裂缝性碳酸盐岩储层的研究及勘探开发方面则不仅有悠久的历史，而且积累了相当丰富的经验，对我国天然气的

生产作出了巨大贡献。1985年在陕西临潼召开了首次西北六省区低渗透储层的学术研讨会；1987年在西安召开了第二次西北、西南、东北七省区的低渗透储层勘探开发工程技术会议；1989年又在大庆召开了第三次全国性的低渗透储层勘探开发技术研讨会。三次会议交流了大量的学术论文及生产经验，大大推动了我国低渗透储层的学术研究及生产工作。石油天然气集团公司及地质矿产部均在近几年内号召大力开展这方面的研究及生产工作，并取得了相应的丰硕成果。陕甘宁地区、中原地区、新疆、青海、内蒙地区、华北地区、黑龙江地区及四川盆地等都对低渗透储层做了大量研究工作，在勘探及开发上不断积累丰富的经验。石油天然气集团公司已将低渗透储层作为“十五”及“十一五”乃至“十二五”的重点研究工作之一，我国在低渗透储层的研究与勘探开发方面必将形成一个高潮，以跟上世界在这个领域的进展。

二、低渗透致密储层的基本地质特征

由于我国在低渗透致密储层方面尚未进行全面系统研究，因此下列基本特征是以美国所总结的资料为依据，仅供参考。

1. 特性及孔隙结构特征

W. C. Spencer将天然气储层划分为常规储层、高孔低渗致密储层和低孔低渗致密储层。常规储层通常是指气体地下渗透率大于$1.0\times10^{-3}\ \mu m^2$，而孔隙度为14%～30%，以原生孔隙为主，地层压力正常，采收率达75%～95%，电测解释与实际情况吻合得很好的储层。

常规储层的孔隙度与渗透率具有明显的正相关线性关系（图2-22）；而低孔低渗致密储层的孔隙度与渗透率一般不具备正相关线性关系。但如果校正滑脱效应后，则孔隙度与校正后的渗透率仍具线性正相关关系（图2-23）。

高孔低渗储层的孔隙度为10%～30%，原地渗透率小于$0.1\times10^{-3}\ \mu m^2$，含水饱和度高达90%。其孔隙度高而渗透率低的原因是其颗粒细，由粉砂岩和细砂岩组成，埋深浅，成岩作用弱，大多数孔隙都是原生粒间小孔隙，小孔隙被多个短喉道连接。孔隙直径通常小于10 μm，而喉道直径往往小于1 μm。

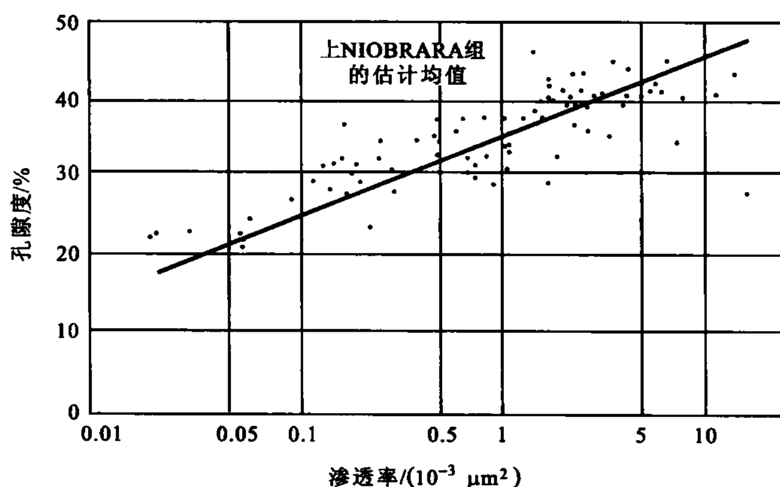


图2-22 美国丹佛盆地东部六口井上的常规储层的孔隙度与渗透率关系

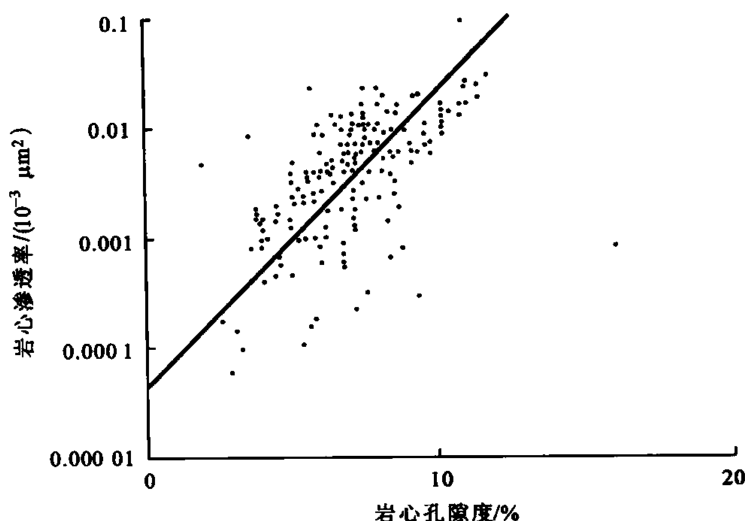


图 2-23　皮西安斯盆地南部上白垩统 Mesaverde 低孔低渗砂岩储层的孔隙度与渗透率的对比关系

低孔低渗储层其孔隙度多在3%～12%之间，原地渗透率小于(0.1～0.000 1)$\times10^{-3}$ μm^2。毛管压力高，含水饱和度变化范围大，多在45%～70%之间。造成低孔低渗的原因是由于胶结作用和压实作用强。大量的孔隙是由于碎屑颗粒和胶结物等的溶解或部分溶解后形成的，孔隙小，呈分散状态，连通性差。喉道是长的、片状的、带状的弯毛细管。其地层压力为超压和略超压。这种储层在美国西部含大量天然气，虽然孔隙度小，但压力高，天然气呈压缩状态存在，若完井及改造措施适当可形成高产储层。

2. *应力敏感特征*

低孔低渗储层具有强烈的应力敏感性，也就是当增加围压时，渗透率大为降低。岩心的渗透性有负荷应力时，渗透率要降低2～10倍。渗透率愈低，相对的降低程度愈大。

图2-24表明经克林伯格效应校正后的渗透率随围压的变化而变化，增加围压，然后去掉载荷，重新增加围压，测定是否有滞后现象。在首次加载后，渗透率在低压力下降得显著，但在高压力下，首次及第二次加载的渗透率一般相似。

Keighin 及 Sampath(1982)研究了低渗致密储层的气体滑脱效应。他们注意到敏感性是由许多扁平的或裂缝似的孔隙及毛细管的封闭作用所引起。而这些孔隙及毛细管在真实的负荷应力下可能并不存在。

Brower 及 Morrow(1985)开展的孔隙铸体的研究表明，未加围压的岩心具有许多片状孔，但围压为34.5 MPa时，没有观察到这种片状孔，或者是由于片状孔太薄致使浸染树脂不能进入。

Speneer(1985)注意到岩心取到地面后膨胀产生的微裂缝可以同天然裂缝在扫描电镜下区别开来。因为岩心膨胀所产生的裂缝具有两个表面的镜像关系，而天然裂缝或毛细管不具备这种关系。

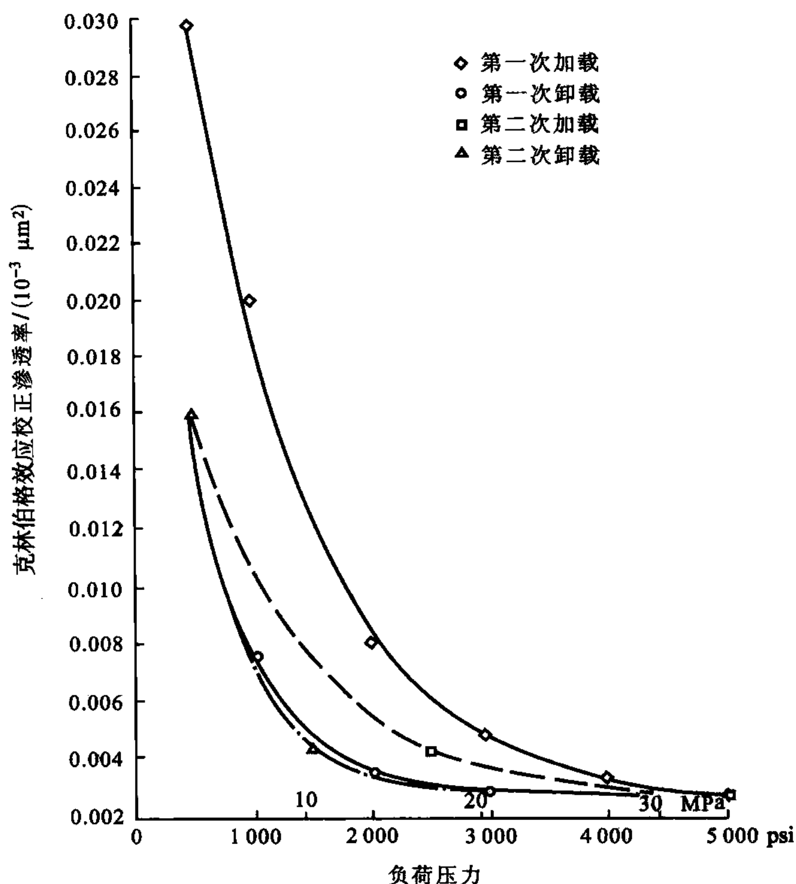


图 2-24 渗透率随负荷压力而变化的曲线

Morrow 等(1984)的研究证明，在高碳酸盐含量(11%～40%)的低渗透致密砂岩岩心中注醋酸，虽然仅仅除去了少部分的碳酸盐，但渗透率却大为增加，而应力敏感性减小了。这项研究提示我们对于富含碳酸盐的砂岩进行酸处理，如果能够防止处理副产品的沉淀，则可以改善井的生产率。

3. 毛细管压力及气体相对渗透率

岩石的毛细管压力受控于孔隙喉道的大小及孔隙大小的分配。有几种测定致密岩石毛细管压力的方法(Morrow 等，1984)，它们是：水银注入法、水蒸气及烃蒸气吸附-解吸附等温线法，以及高速离心机法。低孔低渗储层在相当低的润湿相饱和度下具有相对高到很高的毛细管压力。在 50%的润湿相饱和度下采用水银注入法及高速离心机法(饱和水)，其毛细管压力通常可高达 6.9 MPa，表明岩石具有很细的孔隙喉道及毛细管。这样高的毛细管压力导致在原始地层条件下的含水饱和度相当高(通常可达 45%到大于 75%)。高含水饱和度阻碍了天然气在致密储层及常规储层中的流动。

图 2-25 表明怀俄明州绿河盆地三块低孔隙度岩心在不同含水饱和度下气体的相对渗透率。这些也表明在 50%含水饱和度时不同深度岩心的原始渗透率降低到原来干岩心渗透率的 12%～21%。这些渗透率是在 689 kPa 压力及不同围限压力下测定的。这些资料也表明由于增加含水饱和度引起的渗透率降低几乎与围限压力无关。在较高的流动压差下，相对渗透率曲线将略向右偏移。应注意到只要含水饱和度有一点增加就会显著地降低对天然气的相对渗透率。

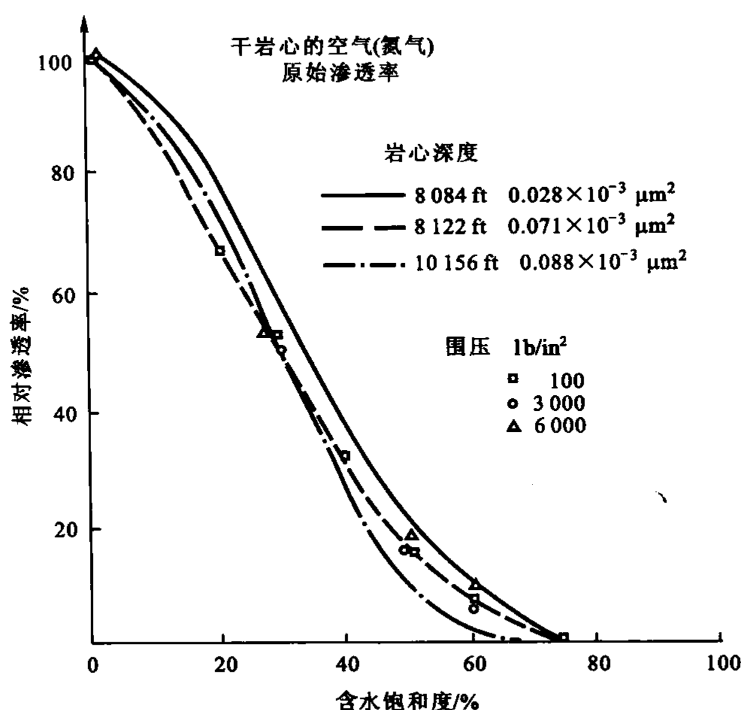


图 2-25 怀俄明州绿河盆地北部三块砂岩岩心含水饱和度对氮气的相对渗透率曲线

1 ft=30.48 cm;1 lb/in^2=6.89 kPa

4. 地球物理测井解释特点

低渗透致密储层的测井解释非常困难,因为大部分测井设备及图版都是按常规储层设计的。Kukal 等(1983)分析了影响低孔低渗砂岩储层测井解释的因素。这些因素是:

① 砂岩颗粒密度不同、泥浆滤液侵入的剖面不同、地层水的电阻率不同。

② 形成的自然电位较差。

③ 通常欠缺好的产水资料。

④ 缺乏明显的气水界面。

⑤ 孔隙度很低。

⑥ 孔隙中的粘土矿物含量及胶结物组成不同。

其它引起解释困难的因素是:

① 由狭窄的片状或带状毛细管伴生的扭曲电流通路。

② 分散的粘土或页岩碎片。

③ 孔隙喉道中的粘土、岩石碎屑转化的粘土以及假基质。

④ 砂岩的多种矿物组成(有时多达四种以上主要的基质矿物)。

⑤ 在储层中有煤的薄夹层和分散的煤碎片。例如,分散的煤物质由于其低的密度、低的氢指数及高电阻,在测井曲线上反映出有如气的饱和度的显示。

高孔隙度致密储层的测井解释成功率不定,白垩土储层的分析则较为简单。如果泥浆滤液的侵入减少了,感应测井的电阻有助于区分富含气带,也可以从中子密度测井的交会图上鉴别(Brown 等,1982)。

对于富含粘土且很薄的地层，自然电位曲线显示很小或没有显示，伽马射线值通常高，总的地层电阻率值低，因此，难以确定含气带。储层的粘土类型及粘土阳离子可以影响含气效应的交会及地层电阻率，因此，可能的含气带可能显示为产水层(Gautir 等，1983)。

5. 圈闭中流体的分布特点

低渗透致密储层的圈闭以岩性圈闭为主要类型。

首先储层的分布不均一性受控于沉积相带和成岩作用。如海(湖)底扇水道微相、深水重力流水道微相、三角洲和扇三角洲水下分流河道微相，以及河口砂坝、滩坝微相砂岩体，储集性能相对好；而湖底扇外扇、水道间漫溢微相、深水层状浊积岩和薄砂泥间互层等砂体的储集性能相对差。对于同样的砂体类型，当埋藏深度在 3 500 m 以上时，成岩强度小，形成好的储层。当埋藏在 3 500 m 以下时，成岩强度大，储集性能变差。次生溶蚀作用形成局部次生孔隙发育带，形成成岩圈闭。

其次，低渗透致密储层的普遍特点是没有气水接触界面，在多数情况下不会产生大量的水，即使存在气水接触界面，也是一个很厚的气水过渡带。常规储层中，重力分异作用明显，气在上，水在下。但低渗透致密储层，气水关系复杂，水层可以分布在气层的上倾方向，这种现象是由气、水的相对渗透率引起的，上倾方向的水层含水饱和度高，对气的相对渗透率很低，因而形成对天然气的遮挡层(图 2-26)。

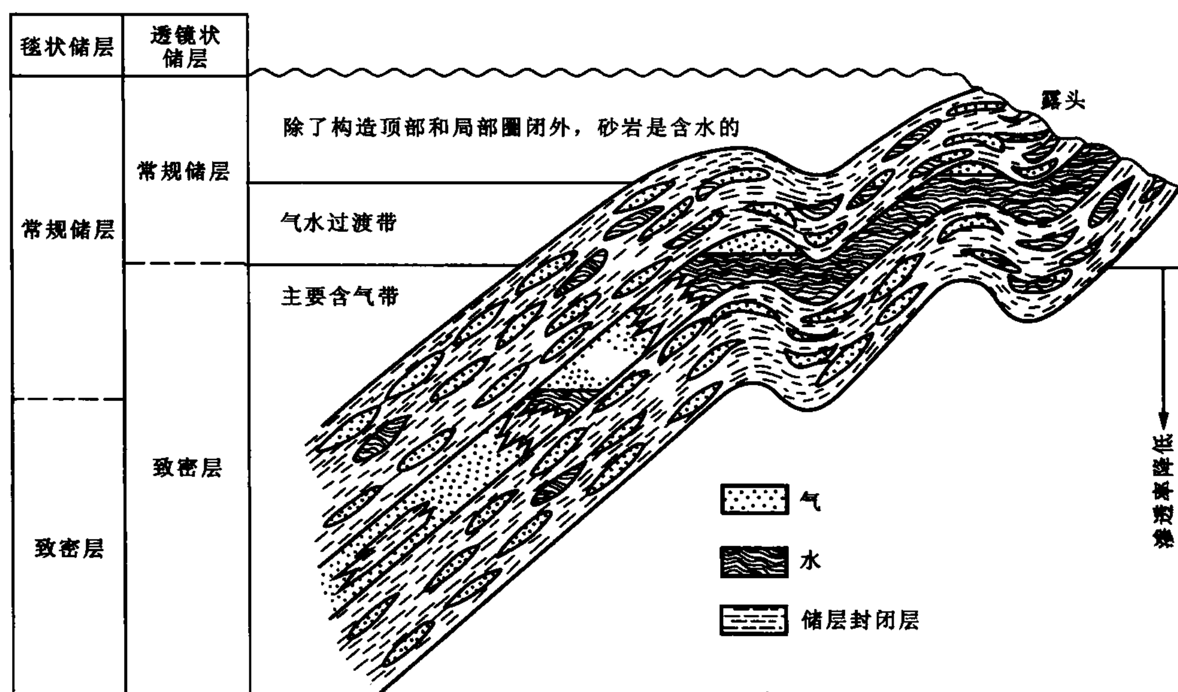


图 2-26 在常规储层和低渗透致密储层中的气、水分布剖面图

6. 储层的压力

常规储层和浅部的高孔低渗储层的压力一般为正常压力或略低于正常压力。而低孔低渗储层的压力一般受温度的影响，常形成超压带。但一经开采，其压力迅速降低，除非有源源不断的气源补充。

7. 储层伤害

如果完井措施不当，低渗透致密储层很容易受到伤害。储层伤害有下列几种主要原

因：

（1）压裂或注水过程增加了含水饱和度

低孔低渗储层所含的天然气呈分散状态分散于连通很差的微溶孔中，连接这些微溶孔的片状喉道很薄，部分充满或全部充满了水。任何因素增加的原始含水饱和度，如自动吸入压裂液和注水液，将会降低对气体的相渗透率。在渗透率相对较高的致密气层中，天然气相对渗透率的这种降低可以通过在测试及生产时流体的回排而改善。但是，对于渗透率很低的致密气藏，这种自动吸入的流体是很难回排出来的。因此，使储层难于恢复其原来的渗透率。

（2）粘土矿物造成的储层损害

几乎所有的低孔低渗致密砂岩气层在孔隙及较大毛细管中都含有精细的自生粘土矿物。大部分很薄的片状毛细管（<1.0 μm）一般不含粘土，可能是因为当渗透率降低后，在这种毛细管中流过的单位孔隙体积的液体很少。这样就可能自动限制及减少了矿物的沉淀速度。粘土及其它矿物可能形成胶结物或充填孔隙（高岭石），或在孔隙间搭桥（伊利石和伊利石-蒙皂石），或在较大孔隙内形成衬边（绿泥石）（Neashow，1977；Spencer，1985）。

膨胀型粘土矿物（蒙皂石）及混层膨胀性粘土矿物在高孔低渗粉砂岩及很细粒砂岩中都存在（Gantier 等，1983）。减少膨胀及崩塌的附加剂对这些岩石是重要的。低孔低渗砂岩不含纯的蒙皂石，但常含有混层伊利石-蒙皂石，通常在深部致密岩层中含有很少量（10%）的蒙皂石。在低孔隙度储层中，在钻井和处理液中加入氯化钾可以减少伤害，但是由膨胀性的伊利石-蒙皂石引起的渗透率降低远不及增加含水饱和度造成的伤害严重。

当井在高速生产或在高压差下流动时，在压裂面上或邻近压裂面，在流体流动方向粘土矿物可以从微溶孔的一边移到孔隙喉道出口处，形成一个微泥饼。这种类型的伤害可能在产生裂缝的几英寸或几英尺处，故特别关键，这种伤害是难以防止的。由于尽可能回排更多的处理液非常必要，而高速的流动在许多情况下有利于排液。

（3）其它类型的伤害

常规储层及接近致密的储层进行投产及投产处理时，水力压裂伴随的伤害通常很少。但在很致密的岩石中，任何因素如果降低本来已经很小的产能可能导致这样的伤害，即工业产层可以转变为非工业性的甚至是非生产型的。另外一些伤害包括：① 由于压应力引起人工裂缝膨胀时天然微裂缝及大裂缝的闭合；② 邻近压裂裂缝的支撑剂破碎成粘土大小的残渣造成的伤害；③ 由于溶解氧或（脱）氧化剂的存在，支撑剂在注入管线中会擦掉钢铁和铁锈而产生伤害（沉淀氢氧化铁）；④ 存在没有破胶的胶质（压裂液）。

储层伤害是致密储层中的一个较大的问题，各项更深入的研究及保护储层的工作正在不断地发展与完善。

8. 开发过程必须采取的优化措施

在低渗致密储层中，常常存在大量垂直于层面的天然裂缝，这些裂缝是天然气渗流的良好通道，可以采用钻定向井的办法使井轴与这些天然裂缝垂直连接。也可以采用高能压裂技术使井筒能与天然裂缝沟通。高能气体压裂是以火箭发射药或推进剂为动力源通过装药结构优化设计，精确地控制压力上升的时间、压力峰值和压力作用过程，能使储层产生多条放射状裂缝，比较理想地与天然裂缝相连通。

为了不使在注水、压裂及酸化过程中致密储层的含水饱和度升高，天然气的相对渗透率下降，可以采用注 CO_2 或 N_2 甚至天然气的办法增加地下气体的饱和度，来增加天然气的相对渗透率。

第五节　岩浆岩储层

早在19世纪末20世纪初，古巴、日本、阿根廷、美国和前苏联等国均先后发现了岩浆岩类油气藏，我国在20世纪70年代不仅在岩浆岩中发现了油气藏，而且也发现了大量与岩浆活动有关的油气藏，说明岩浆岩是重要的含油气储层类型之一。

一、岩浆岩储层的概念和分布

岩浆岩油气储层是指油气聚集区以各类火山熔岩、中浅成侵入岩以及相伴生的火山碎屑岩和火山碎屑沉积岩类为主的储集体。

归纳起来，我国以岩浆岩为储集体的油气藏的分布有四个特征。

1. 跨越的地质时代长

国外以火山岩为主的岩浆岩类油气藏出现的地质时代均较新，以中—新生代为主。而我国虽以中—新生代分布最广，但尚可追溯到古生代，如新疆准噶尔盆地石炭系玄武岩油气田和四川西南部周公山二叠系玄武岩气田。我国主要油气藏特征如表2-5所示。

表2-5　国内主要岩浆岩油气藏特征

层位		分布地区		岩浆岩面积/km^2	分布最大厚度/m	岩性	含油气性
下第三系	$E_{2-3}s$	东营凹陷	滨338块	20	124	灰绿色安山玄武质熔岩和角砾岩组合	有五口井日产百吨以上
	$E_{1-2}k—s$	昌潍凹陷	灶府油田		1 200	玄武岩、橄榄玄武岩、伊丁玄武岩、气孔杏仁状玄武岩、安山岩及安山玄武岩	
	$E_1f1—f2$	苏北闵桥地区	闵北、闵中断块区	110	300	玄武岩、杏仁状玄武岩、自碎屑角砾岩	闵7井获高产油层
	E_{1-2}	江汉盆地	江陵、沙市—八岭山、金家场	1 566.3	304.8	拉斑玄武岩、玄武质集块熔岩、次玄武岩	
白垩系	K	江汉盆地	通海口、云应、龙赛湖	781.7	110.0	玄武岩	
侏罗—白垩系	J—K	渤海湾盆地	黄骅、济阳、辽河			玄武岩、安山岩、粗面岩、少量英安岩、霏细岩和珍珠岩	

续表

层位		分布地区		火成岩面积/km^2	分布最大厚度/m	岩性	含油气性
二叠系	P	四川盆地	周公山	11.5		玄武岩	周公山 1 井日产 25.61×10^4 m^3 气
石炭系	C	准噶尔盆地西北缘	克拉玛依油田一区			碎屑蚀变玄武岩类、火山角砾岩类、玄武岩类、凝灰岩类	1808,1809 井日产油分别为 53.2 t 和 30.6 t

2. 分布范围广

我国从南到北、自东向西的广大疆域范围，均已发现了以岩浆岩为储层的油气藏。东从渤海湾盆地，西至新疆准噶尔盆地，南从广东的三水盆地，经中部的苏北盆地、江汉盆地，北达内蒙二连盆地。这些广泛分布的岩浆岩为进一步深入开展此类特殊储层的研究奠定了物质基础。

3. 储集类型多样

因岩浆成分、喷溢方式及分布场所(陆上、水下)不同，储集岩可划分为多种类型。从油气聚集的数量来看，喷出相远多于侵入相，其中中—基性熔岩和次火山岩储层占有重要地位。

4. 经济效益明显

目前我国已建成一定规模，具一定储量和产量，以火山岩为主要储层的油气田，如东营凹陷滨南油田滨 338 区块，其下第三系火山岩油气藏于 1983 年发现，1985 年投入开发，开发面积 2.4 km^2，当年产油 23.9×10^4 t。29 口试油井中有 5 口日产百吨以上，这是我国东部投入开发的第一个高产火山岩油气藏。1986 年惠民凹陷第三系生油岩中发现了大量的侵入型岩浆岩油藏和喷出岩油藏，并形成了一定的规模。

1996 年，又传佳音，大港油田在河北沧县枣园北部枣 35 井、枣 78 井下第三系沙河街组沙三段分别打出日产原油 158 t 和 368 t 的高产井，本区沙三段岩浆岩已拿到 600×10^4 t 的控制储量，预计可形成一个 1 000×10^4 t 级规模的油田。此外在渤海湾及其渤海海域的黄骅、济阳、辽河、石臼坨 428 构造、锦州 20-2 构造，内蒙二连盆地阿北孚地区和新疆准噶尔盆地均不同程度地开采了油气，岩浆岩油气勘探领域方兴未艾。

二、岩浆岩储层的岩石学特征

我国岩浆岩储层的岩石类型以熔岩为主，最主要的是玄武岩和安山岩，其次是英安岩、粗面岩、流纹岩和少量次火山岩及脉岩类，相伴生的是火山碎屑沉积岩类。

1. 玄武岩类

玄武岩呈灰色、灰黑色，岩流层顶部常显红色。矿物成分主要是基性斜长石和辉石，其次是橄榄石和磁铁矿等。次生矿物有伊利石、绿泥石、蛋白石和沸石等。岩石多致密坚硬，呈斑状微晶或细晶结构。气孔、杏仁构造发育，气孔大小不一，呈圆形或椭圆形；杏仁

多为蛋白石、绿泥石、方解石或沸石矿物充填。玄武岩可发生强烈蚀变，斑晶常被碳酸盐矿物、绿泥石、皂石或黄铁矿交代，但斑晶的自形轮廓仍被保留，表现为假晶状。

2. 安山岩类

安山岩主要呈绿灰色或灰绿色，有的呈灰黑色。个别情况下呈砖红—紫红色，是岩浆喷出地表与空气接触强烈氧化所致。呈微晶、细晶和玻基交织结构，少见橄榄石，可见辉石。斜长石主要是中性斜长石，板柱状的斜长石斑晶多具环带构造。构造不均一，位于岩流层顶底的安山岩常见气孔、杏仁构造(图 2-27)。



图 2-27 杏仁状安山岩的结构

(a) 杏仁体形状不规则，绿泥石、玉髓充填；(b) 杏仁体由玉髓和绿泥石交替充填

3. 次火山岩类

次火山岩是与火山岩同源的，呈侵入状产出的岩体。一般较同期火山岩形成时间稍晚，分布范围稍大，结晶程度稍好，且成分变化范围稍大。

作为油气储层，常见的有次安山岩和英安岩。

4. 脉岩类

脉岩类属于浅成侵入岩，各大类岩浆岩一般都具有与自身成分相当的脉岩，产于岩浆岩体内部或其附近围岩中，宽度从几厘米至几十米不等，延伸可长达数千米。我国岩浆岩类储层中常见的脉岩是辉绿岩，其次是煌斑岩、细晶岩、正常斑岩、花岗斑岩等。

5. 自碎岩类

① 岩流自碎岩。常见类型是玄武质成分或安山质成分的自碎熔岩。自碎角砾大小不一，微裂隙十分发育，同成分角砾具有“复原性”，以内蒙二连盆地和辽东湾中生界安山岩储层中的最为典型。密集的网状砾间裂隙虽有部分充填，但裂隙普遍较发育。

② 隐爆自碎岩(或称侵入自碎岩)。碎屑的成分基本上与附近围岩一致，包括各种火山岩、侵入岩、变质岩、沉积岩。碎屑呈棱角—次棱角状，有的呈枕状、球状。单一碎块可达数米，凝灰级碎屑常分散和充填于较大碎屑之间。新疆克拉玛依的自碎角砾岩储层为溶蚀孔和微裂隙含油。

6. 火山碎屑岩类

主要见于陆地喷发岩体系中，从火山口向外依次分布有火山集块岩、火山角砾岩和凝灰岩。其分布范围可达几十平方千米。角砾和集块间的孔缝是良好的储集空间，细小火

山尘及其泥化产物影响储集物性。我国以安山质和流纹质火山碎屑岩类储层常见。

火山碎屑沉积岩类是介于火山碎屑岩和正常碎屑岩之间的过渡类型。其中细火山碎屑占10%～40%，可形成于陆上、水下或过渡环境。

三、岩浆岩储层的岩相特征

1. 火山岩相及其分布特征

我们认为，所谓火山岩的"相"（即火山岩相）指火山活动环境（包括喷发时地貌特征、堆积时有无水体、距火山口远近、岩浆性质等）及与该环境下所形成的特定火山岩岩石类型的总和，这一概念是我们进行火山相（带）划分的基础。另外把多火山口、多期活动形成的在同一空间分布的火山岩体，称为"复合火山岩体"，复合火山岩体的火山岩相称为"复合火山岩相"。

关于喷出岩相的划分，多以火山喷出物的产状及岩石特征为依据，如表2-6所示。近年来，作为以油气储层研究为目的的火山岩相及相带划分，是随着火山岩油气藏勘探和开发的进程而不断深入，国内外有关这种实例研究的参考文献不多，下面就我国广泛分布的火山岩油气藏，重点讨论火山岩相特征、空间分布规律以及与油气运聚紧密相关的孔缝发育的特点。

表2-6　喷出岩岩相划分（据南京大学，1980，略修改）

相组		产状形态	备注
喷发沉积相		层状、似层状、透镜状，有陆相和海相喷发沉积	在火山作用过程中形成，一般是在火山作用间隙期
喷发相组	爆发相	坠落火山碎屑堆积、炽热气石流堆积和浮石流、火山灰流、熔渣流等堆积	火山爆发产物
	喷溢相	绳状岩流、块状岩流、自碎角砾岩流、枕状岩流，可能还有熔结凝灰岩（泡沫熔岩流）	熔浆流出地表
	侵出相	岩针、岩钟、岩塞等	岩浆靠机械力挤出地表
次火山岩相		岩株、岩盘、岩盖、岩盆、岩脉、岩墙	火山浅成、火山超浅成和火山岩脉
火山通道相		圆形、裂隙型火山口、单一岩颈、复合岩颈、喇叭形和筒状岩颈	

（1）火山通道相

火山通道是连接岩浆房和地表的通道，所谓岩颈是火山通道被熔岩和火山碎屑物质充填而成的地质体。熔岩组成岩颈，自上而下粒度由细变粗，深部呈现中—粗粒斑状结构。由火山碎屑组成的岩颈，碎屑主要是周围火山岩的破碎产物，少数来自基底岩石，大小悬殊，无分选。多数碎屑呈棱角状，少数有一定的磨圆，这是由碎屑在火山通道内的相对运动或被多次抛出所造成的。许多岩颈由火山碎屑岩和熔岩组成。火山通道相在剖面上常呈圆筒状，或呈上宽下窄的漏斗状，在垂向上无成层性，在平面上火山口常呈负地形。

我国东部中—新生代火山岩油藏均具有火山通道相。

(2) 次火山岩相

在火山活动时,熔岩不是全部能够达到地表,一部分熔岩可能在超浅成条件下凝结,它们具有火山岩的外貌,但具侵入的产状,次火山岩占据的地下空间往往与一个地区发育的多向或多组断裂系统有关,具有岩盖、岩镰、岩蘑菇、岩漏斗、岩株、岩墙和岩床等。次火山岩岩石成分十分单一,由接触带到中心,结构逐渐变化。岩体可以局部甚至全部呈自碎状,如果数量多时就构成侵入自碎岩。次火山岩一般结构上与火山岩相似,但不发育气孔—杏仁构造。次火山岩相带与火山锥上的喷溢相、爆发相呈穿插关系。

(3) 爆发相

主要由较粗的火山碎屑岩组成,如集块岩、火山角砾岩、角砾质凝灰岩等。它们是原地堆积的产物,其在平面上的分布特征是:越靠近火山通道,火山碎屑越粗;近火山口岩屑比例增大,与喷溢相火山熔岩在垂向上交替出现,或因爆发相叠复出现,形成火山碎屑锥;粗火山碎屑岩一般不具层理构造,而是异地堆积,且经过一段搬运的火山碎屑物常具层理构造。

爆发相分为近火山口亚相、中间亚相和远火山口亚相。中间过渡相物性相对较好一些,通称火山斜坡带,是有利的油气储集层。

(4) 喷溢相

岩浆溢出火山口呈带状流动,呈面式分布,通称熔岩流或熔岩被。熔岩表面形状多样,具清晰塑性流动构造,诸如绳状熔岩、块状熔岩等,有时可见喷气构造。块状熔岩的粘性大于塑性熔岩,流动迟缓,表面硬壳易被下部流动的熔浆冲破,致使有碎屑熔岩流角砾岩和自碎熔岩流集块岩形成。熔岩流在冷凝过程中一般形成柱状节理(图 2-28)。

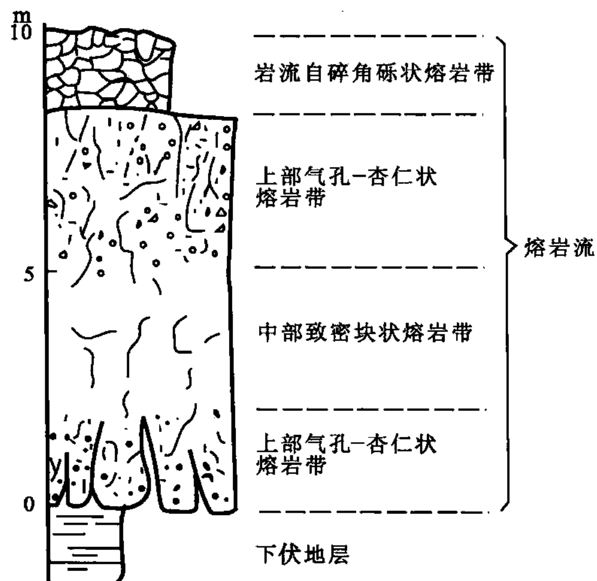


图 2-28 苏北闵桥地区熔岩流相带剖面图

前已述及,熔岩流在垂向上具有分带性,自上而下是:熔岩流自碎角砾熔岩、上部气孔-杏仁状熔岩、中间致密块状熔岩和下部气孔-杏仁状熔岩。陆相喷发的熔岩流表层常见红色或紫色的氧化带。岩性的分带性导致物性变化的不均一性,致使含油性的不均一。

(5) 喷发沉积相

该岩相几乎存在于火山作用的全过程,但在火山作用平静期更为发育。其岩石是火山喷发和正常沉积作用相互掺和的产物。火山碎屑物质可以在火山斜坡和火山盆地中堆积,也可降落在蓄水盆地中与正常沉积物质组成火山碎屑沉积岩。该岩相多位于远离火山口地带(图 2-29、图 2-30)。

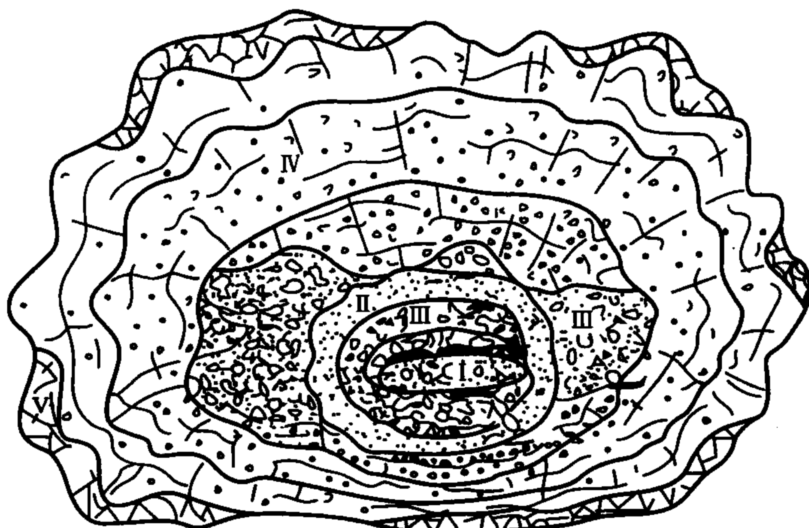


图 2-29 阿北安山岩岩相平面分布图

Ⅰ—火山口亚相；Ⅱ—次火山口亚相；Ⅲ—爆发亚相；Ⅳ—喷溢亚相；Ⅴ—台地前缘火山质砾岩亚相

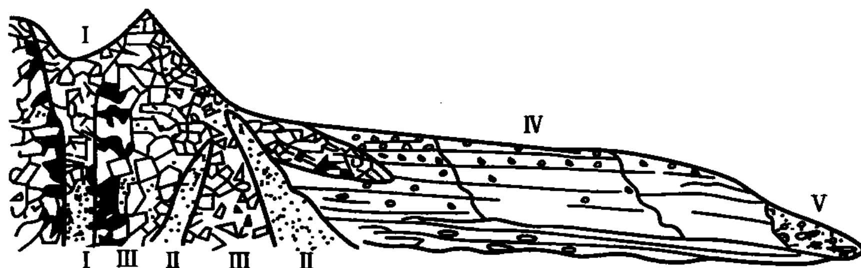


图 2-30 阿北安山岩岩相剖面图(相带与图 2-29 相同)

2. 浅成侵入岩相

在岩浆岩体内部或其围岩中，常见到一些呈脉状产出的岩浆岩体，它们经常充填裂缝，构成岩墙、岩脉或者岩床，宽度从几厘米到几十米不等，但延伸可达数千米。其成分与侵入母岩体成分相近的称未分脉岩，相当于各岩浆岩大类的浅成侵入岩，如辉长玢岩、辉绿玢岩、闪长玢岩、花岗斑岩和正长斑岩。在我国岩浆岩油藏中以闪长玢岩、花岗斑岩和石英斑岩、辉绿玢岩、闪长玢岩、花岗斑岩和正长斑岩类常见。另一类浅成侵入岩成分上与母岩熔浆成分差别较大，诸如暗色矿物集中的煌斑岩类和浅色矿物集中的细晶岩或伟晶岩类，称二分脉岩类，它们在我国岩浆岩油藏中更为常见。

四、岩浆岩储层的电性和地震反射特征

1. 电性特征

由于岩浆岩的化学成分变化大，岩石类型多样，结晶程度各异，且孔缝发育程度差别较大，导致该岩类测井定量解释比较困难。过去几十年中，国内外相继在岩浆岩中找到了许多油气田，这就为岩浆岩的测井解释积累了丰富的实践经验。归纳起来，目前常用的有以下几种测井系列。

(1) 电阻率测井

一般来说，岩浆岩孔隙度变化范围介于 1%～25%之间，故相应的电阻率变化也较大。例如胜利油田煌斑岩致密层的孔隙度为 2%，其电阻率为 150 Ω·m，该层测试出水；

储油层的孔隙度可达20%～25%，电阻率却只有20～60 Ω·m，日产油可超过60 t。花岗岩致密层的电阻率可超过800 Ω·m以上，而孔隙发育部分的电阻率相对降低。而且，由长石风化而成的粘土同样可降低花岗岩的电阻率。此外，充满导电流体的网状裂缝亦使地层的电阻率明显下降。显然，用电阻率测井方法确定岩浆岩要特别慎重，应具体情况具体分析(图2-31)。

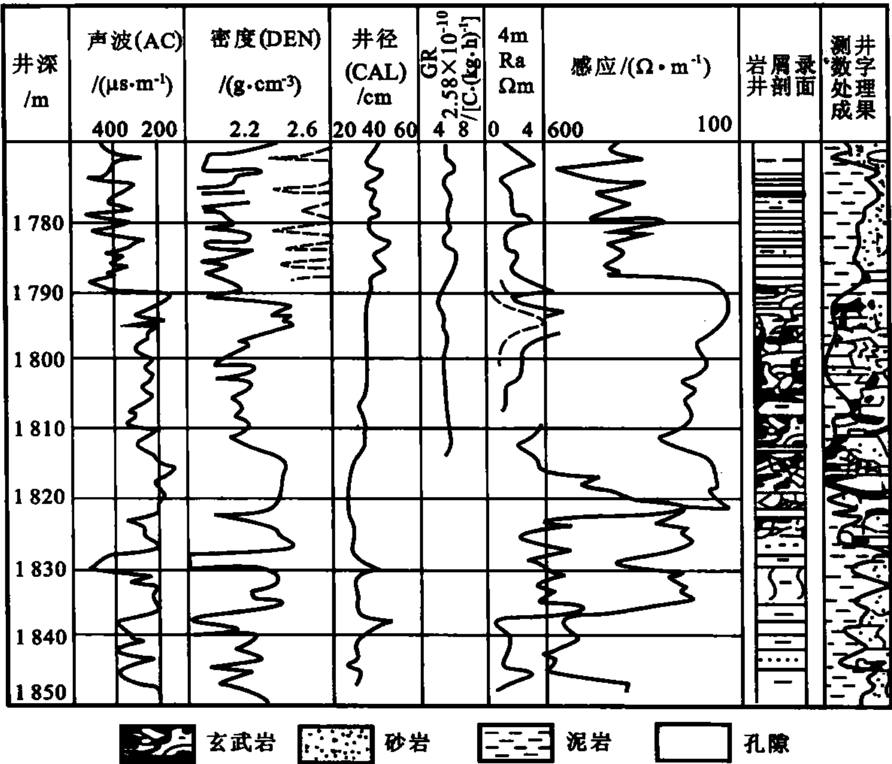


图2-31 滨南油田下第三系玄武岩综合测井曲线特征(滨615井)

(2) 自然伽马及其能谱测井

岩浆岩从超基性岩→基性岩→中性岩→碱性岩，其钾含量逐渐增高，而酸性岩的钍、铀含量最高。因而，天然放射性也相应增强。至于一般沉积岩，除泥岩中因粘土矿物吸附钾、钍、铀等放射性元素而含量较高，并呈现大体与中性岩浆岩近于相同的自然伽马值外，大多数沉积岩该值较低(图2-31、图2-32)。

(3) 密度测井与声波测井

岩浆岩的密度随着从超基性岩向酸性岩方向变化，逐渐减小，因此密度测井值也相应的减小，而声波测井值相应增大(图2-31、图2-32)。

(4) 中子测井

它反映地层中含氢量的多少。由含结晶水或吸附水矿物组成的岩石与孔隙中富含油气流体的岩石同样可具明显的高中子反映。

此外，由于岩浆岩的岩性较脆，通常裂缝较发育。因此，反映裂缝的各种测井方法响应均较明显，如声波测井、变密度三维测井、井径测井、井下电视、感应测井、微侧向测井和倾角测井等。

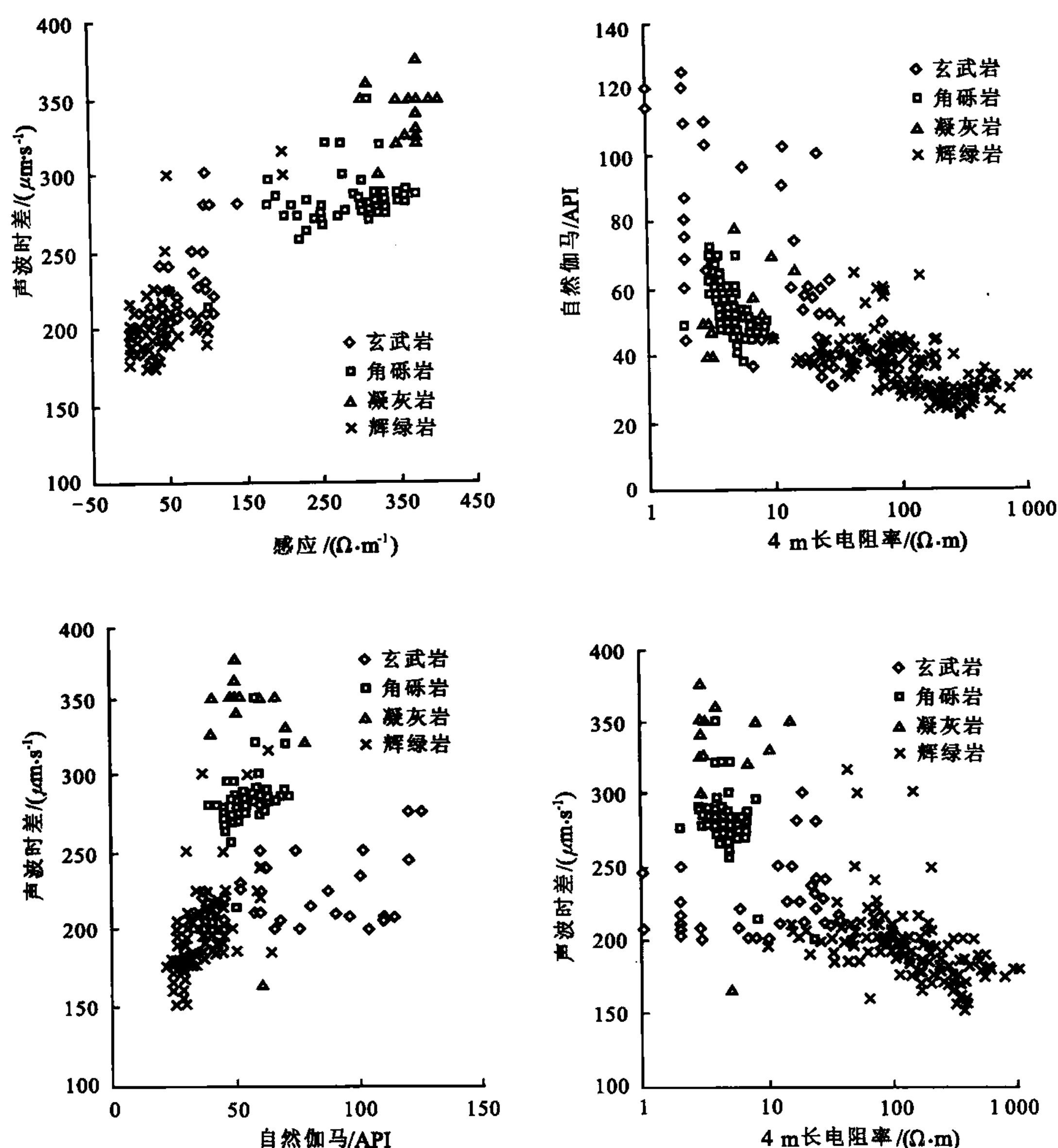


图 2-32 胜利油田岩浆岩储层的电性特征交会图

2. 地震反射特征

侵入岩在地震剖面上的反射特点是具强反射，连续的强振幅，可切穿正常地层的反射轴，易形成亮点(图 2-33)。

喷出相在地震剖面上的反射特征是呈液状和蘑菇云状(图 2-34)，水平切片呈规则或不规则的圆环状(图 2-35)。

3. 物性和含油性

(1) 物性

由于各类岩浆岩储层遭受不同程度的构造变形、破裂、蚀变等因素，储集空间的分布很不均匀，导致储层物性变化大。如，黄骅坳陷风化店孔店组次火山岩储集体具原始孔隙空间，但后期构造运动对物性有较大影响。采样测试结果表明，受构造裂隙改造不明显部位的孔隙度和渗透率一般不高，在构造裂隙发育部位的孔隙度可高达 22.2%，渗透率高达 181×10^{-3} μm^2(水平)和 998×10^{-3} μm^2(垂直)(表 2-7)。显然裂缝起着重要作用，即

裂缝将多种孔隙连通。另外采用大岩样测试物性比小岩样会获得更好的数据，参见表 2-7。

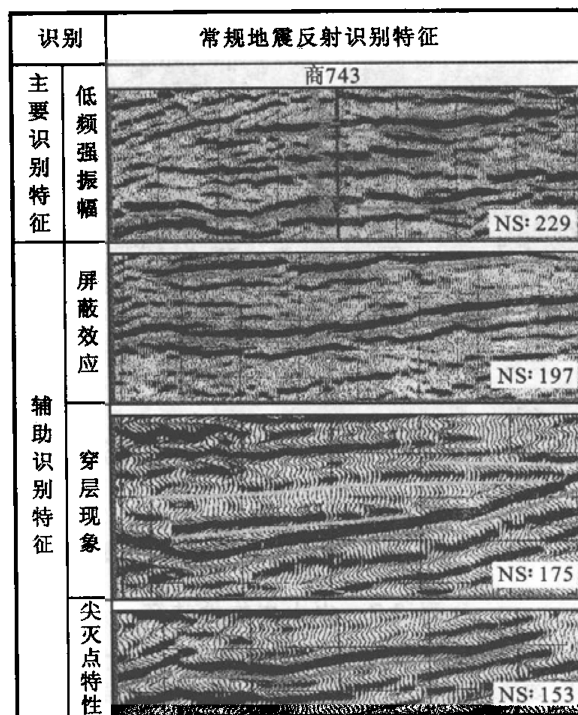


图 2-33 岩浆岩侵入体的常规地震剖面识别特征

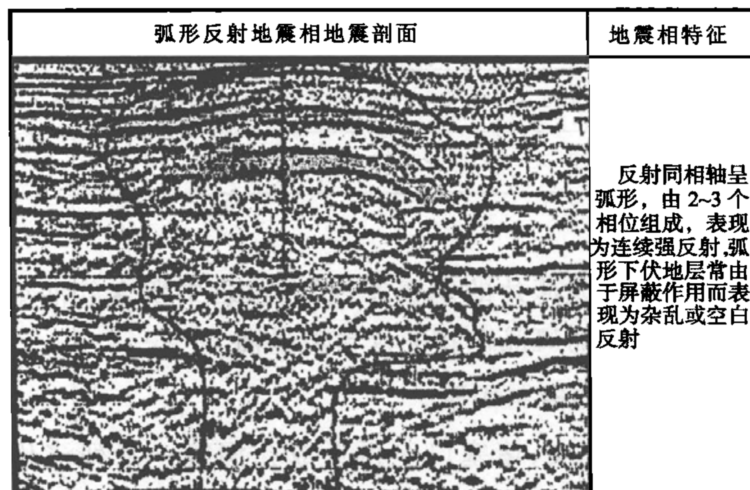


图 2-34 喷出岩的地震反射特征(蘑菇云状)

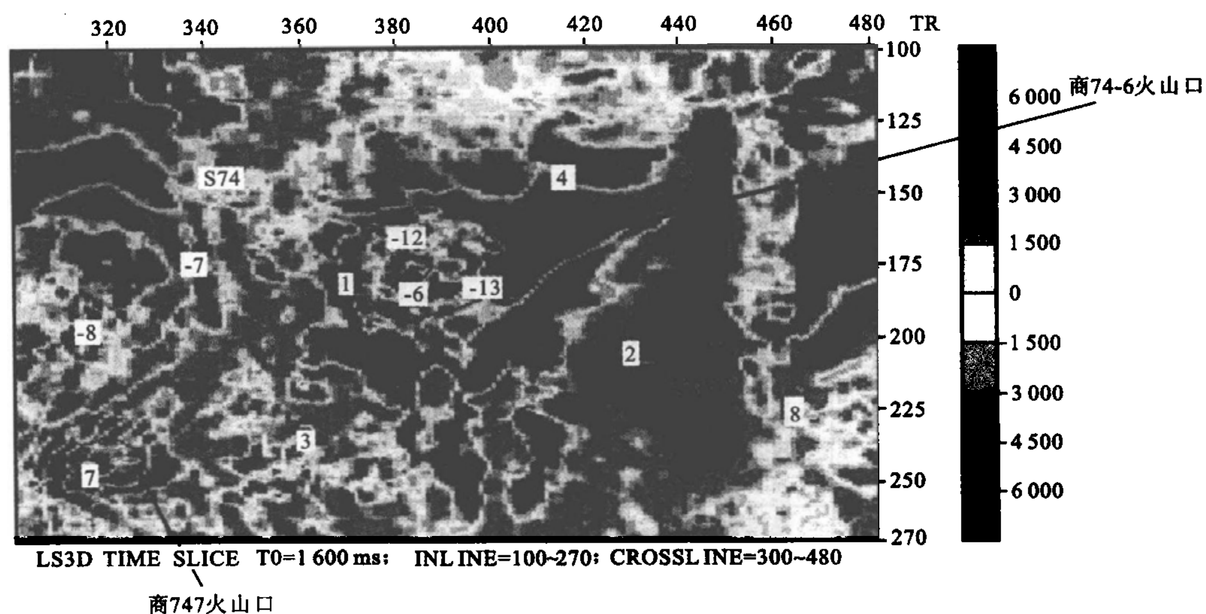


图 2-35 火山口的水平切片特征(火山口呈圆形和椭圆形)

表 2-7 火山岩物性特征

参数 \ 岩性		蚀变玄武岩	火山角砾岩	玄武岩	凝灰岩	砂砾岩
孔隙度/%	块数/个	48	38	66	31	21
	均值	4.5～23.59	3.8～26.28	1.08～8.85	2.26～15.76	3.24～5.74
	均值	12.34	9.46	4.71	6.1	4.76
渗透率/(10^{-3} μm^2)	块数/个	32	28	50	18	17
	均值	0.02～702.7	0.01～412.1	0.01～33.0	0.01～3.3	0.11～0.7
	均值	3.3	20.3	0.6	0.42	0.424

(2) 含油性

从大量岩心、岩石薄片、荧光薄片的观察发现,岩浆岩中所含的油绝大部分储存在孔隙和裂缝中、气孔和杏仁体内,而斑晶矿物中仅含微量油。

五、岩浆岩储层储集条件的控制因素

岩浆岩储集空间的形成、发展、堵塞以至再形成孔洞等一系列演化是一个复杂的过程,受诸多因素的控制,主要有以下几个方面:

1. 火山岩相类型

在不同的火山岩相中岩石类型不同、组分不同,其岩石结构也不同,因而孔隙发育程度也不一样。一般来说,气孔孔隙多发育在喷溢玄武岩中的 A,C 带,晶间孔隙多发生在喷溢相的熔岩中。结晶程度越高,晶间孔隙越发育;同时,在非晶质中则发育脱玻化孔隙。不同相带的岩石性质不同,其抗风化改造的能力也有明显差异,这也是影响次生孔隙发育的一个方面。但总的说来,最有利于孔隙发育的相带是中距离火山斜坡相(过渡相带),近

火山口和远火山斜坡相次之。单元熔岩流中,B 段易形成裂缝,中上部 C,D 段气孔发育。

2. 构造作用

构造作用对单元熔岩的 B 段致密块状玄武岩影响最大,控制熔岩形成裂隙。但裂缝形成之后,并不是一成不变的,它又受次生矿物充填作用的影响。

3. 热液绿泥石充填作用

在岩浆岩含油气储层中,含气孔的玄武岩及安山岩都有被绿泥石充填的现象,表现为由气孔的边缘向中心自由生长,呈菊花状、放射状。

从成岩分析来看,绿泥石充填在气孔、裂隙中,且后期又常被方解石、沸石交代,但却从未发现绿泥石交代其它矿物,这说明绿泥石是岩石成岩变化过程中形成最早的自生矿物,在一定程度上对孔隙起堵塞作用。根据镜下观察,被充填的部分可占孔隙面积的80%以上。小气孔常被全部充填,大气孔则被部分充填。裂缝中也充填绿泥石。气孔状玄武岩经充填后,一般不会剩余有效孔隙。

4. 岩浆岩次生变化

各种岩浆岩均有不同程度的次生变化,如橄榄石常变成伊丁石、褐铁矿,辉石常变成绿泥石,基性斜长石常变成蒙皂石、绿泥石集合体,个别变为方沸石、碳酸盐;碱性长石多变为高岭土。总的来说,次生变化是把不含水的高温矿物转变成低温低压下稳定的含水矿物。一般含水的次生矿物比原来不含水的原生矿物的体积要增大,故岩浆岩发生次生变化后对岩石的孔隙和裂缝有一定的堵塞作用。当然,具体情况还得具体分析,不能一概而论。

5. 风化作用

在风化侵蚀带和构造破碎带,孔缝发育完善。火山岩的风化程度与储集物性呈正相关关系。风化强度自上而下减弱,风化微裂隙密度降低,且实测岩石物性也随之降低。

在表 2-8 中各种成因缝隙在自然界中并不单一存在,往往几种成因叠加在一个缝隙上,这样在储集空间命名时,对储集空间形成起主要作用的为基本名称,起次要作用的放在基本名称前,为附加名词的合名方法,使整个名称体现缝隙的成因、演化特征。如溶蚀碎裂缝,早期为构造成因的碎裂缝,后期经淋溶使该缝隙进一步扩大。该种分类虽然名称能反映出缝隙的成因和演化特征,但反映不出储集空间的大小,在表 2-9 分类中,除考虑其形态、开度大小外,也考虑到了油气在缝隙中运移的有效性。

表 2-8 储集空间的成因分类

类　型	储集空间名称
结晶成因	变晶间缝隙、变余粒间孔隙、双晶接合面间缝隙
构造成因	碎裂缝、破碎粒间孔隙
物理风化成因	风化破碎粒间孔隙、风化碎裂缝
化学淋溶成因	溶蚀孔隙、溶蚀缝隙

表 2-9 储集空间的形态、开度分类

储集空间形态		裂缝开度特点
孔(洞)		孔(洞)三维空间中短轴∶中轴和短轴∶长轴均大于1∶10
缝	宏观裂缝	>0.1 mm(>100 μm)
	微裂缝	0.01～0.1 mm(10～100 μm)
	显微裂缝	0.001～0.01 mm(1～10 μm)
	超显微裂缝	≤0.000 1 mm(≤0.1 μm)

据有关研究资料表明，油气运移有效缝隙的开度应大于0.1 μm，因为在缝隙中由于束缚水薄膜厚度为0.05 μm，在0.1 μm的缝隙中正好被束缚水充满，没有多余的空间为油气充填，所以张开度0.1 μm为超显微裂缝的上限值。超显微裂缝对于油气运移及其油气的储集没有意义。利用形态、开度分类，有利于生产、科研实践应用。

第六节 变质岩储层

早在20世纪50年代，我国就在玉门鸭儿峡油田的变质岩中发现了油田，近年来在辽河油田的太古界变质岩、胜利油田的太古界片麻岩中发现了油气，因此变质岩储层在油气勘探中占据越来越重要的位置。

一、变质岩储层的储集空间类型

变质岩储层的储集空间类型与其它岩类的储集空间类型既有较大差别，又有相似之处，划分原则不同，划分结果也不同。一般按如下原则对变质岩储层的储集空间类型进行划分。

1. 变质岩储层储集空间的划分原则

① 根据变质岩的结构、构造及成因所形成的储集空间区别于其它岩类储集空间。

② 储集空间名称体现成因及演化特征。

③ 考虑油气运移的有效性。

④ 考虑生产、科研中应用方便。

2. 变质岩储层的储集空间类型

根据上述原则，变质岩储层储集空间可采用成因分类和形态、开度分类，划分结果见表2-8、表2-9。

二、按成因分类的储集空间特点

1. 结晶成因

指区域变质岩、混合岩等变质岩系在成岩期因重结晶、变质结晶、交代重结晶等形成的储集空间。

① 变晶间缝隙:指变质岩中不同变晶矿物间和同种变晶间的缝隙,如长石和石英变晶矿物间的缝隙、长石和长石变晶间的缝隙等。

② 变余粒间孔隙:岩石变质程度浅,在变质结晶和重结晶过程中,因岩石变质不彻底,在局部残余的原碎屑岩的粒间孔隙。

③ 双晶接合面间缝隙:指具有两个或两个以上的同种晶体、个体以相同的双晶律连生的矿物,其相邻两个个体结合面间的缝隙。

2. 构造成因

在岩石储集体中,因构造作用在岩石或矿物间形成的储集空间。

① 破碎粒间孔隙:岩石受力破碎后,其粒间具有的空隙,称为破碎粒间孔隙。在破碎粒部位,沿颗粒边缘常见到呈直线形的缝隙,与破碎粒间孔隙相互连通。破碎粒间孔隙往往呈大面积聚集或呈条带状聚集分布,形成破碎粒间孔隙网。

② 碎裂缝:岩石或矿物受构造应力作用后,产生呈线状的储集空间称为碎裂缝。受张性应力作用产生的碎裂缝,其特点是缝隙短而宽,壁面较粗糙;而由剪切应力作用下产生的碎裂缝,其特点是缝隙延伸长,壁面光滑,经常以其裂缝互相交切。

3. 物理风化成因

① 风化碎裂缝:指形成于地下较深处的岩石,因上覆岩石的重力而承受着围限压力,当上覆岩石因风化、剥蚀而露出地表时,其承受的围限压力得到解除,使其岩层膨胀而产生的大小裂隙。其特点是裂隙细而短小,纵横交错,密如蛛网,无规律性。一般在岩体中靠近顶部该种裂隙最发育,往下部缝隙密度则逐渐减小,越往深部缝隙则越不发育。

② 风化破碎粒间孔隙:由于物理风化作用,岩石发生崩解、破碎所产生的破碎颗粒间的孔隙。物理风化成因与构造成因的孔隙的主要区别是前者发育在潜山风化破碎部位,破碎颗粒间充填大量泥质物;而后者主要发育在各种压碎岩中,受断层破碎带控制,其部分矿物颗粒可见到应变特征。

4. 化学淋溶成因

即由于淋滤(溶蚀)作用产生的孔、缝隙。由于地表水、地层水、大气降水的直接冲刷和渗流作用,对岩石和矿物产生了强烈的反应,不仅使部分岩石或矿物(包括次生矿物)产生了溶解和水解,而且存在岩石或矿物与水溶液发生交代反应现象。其结果部分被溶解、水解的物质被带出,在原部位则形成各种形态的储集空间。化学淋溶成因的储集空间,多是各种不同作用产生的复合型孔、缝隙。一些结晶成因、构造成因、物理风化成因产生的各种孔、缝隙以及一些后生蚀变易溶的抗力差的岩石或矿物,均是利于化学淋溶成因孔、缝隙发育的良好基础。

三、变质岩储层储集空间形成及演化的控制因素

控制变质岩储层储集空间形成和演化的因素是变质作用、构造作用、古表生物物理风化作用、化学淋滤作用、矿物充填及原岩性质等。

1. 变质作用的影响

变质作用的影响是指原岩遭受复杂变质作用过程中,由于重结晶、变质结晶、变质分异和交代作用等,使原岩矿物成分、结构、构造发生一系列变化,并有孔隙和缝隙形成。在超变质作用过程中,随着液体物质的参与及大部分固态岩石的重熔、结晶和碎裂成因的

孔、缝被液相物质渗入、充填，最后结晶而堵塞缝隙。

2. 构造作用的影响

构造作用是形成储集空间、促进储集空间向发育方向演化的一种有利因素。在地壳的浅部位，由于温度和压力较低，许多岩石具有较大的脆性。当其所受应力超过一定限度时，就会发生碎裂变质。碎裂对于基岩油气运移具有十分重要的影响。碎裂的强度主要取决于应力的性质、强度、作用时间的长短等因素。如果是受压扭应力，作用强度又大，就会使岩石碎粒化或糜棱化，甚至重结晶，引起裂缝堵塞，影响油气的运移和聚集。如胜利油田郑家地区正好处于陈家庄凸起和东营凹陷的交界处，那里正断层发育，断层长期活动，在张应力作用下造成岩石呈角砾结构和碎裂结构。岩石碎块成分单一，大小悬殊混杂，棱角显著，裂开面粗糙，无定向性。石英波状消光不太强烈，斜长石双晶截然断开或略弯曲。岩石的张开缝特别发育，成为油气储集的有利场所和运移的良好通道。

碎裂变质所成裂缝的重要意义不仅在于形成主要的储集空间，而更重要的在于能形成酸性水溶液和油气运移的通道。这些通道还可能会把其它储集体(如东营凹陷下第三系的碎屑岩储集体)与基岩储集体连通起来，形成长期高产稳产的油藏。东营凹陷郑4井投产以来，平均日产原油1 100多吨，天然气由日产3 500 m^3 逐渐上升到 4×10^4 m^3 以上的事实来看，郑家基岩油藏的能量充足，具有良好的开发前景。

3. 古表生物物理风化作用的影响

由该作用引起原岩的机械破碎作用是形成变质岩古潜山储集体孔隙发育带的重要因素。如东营凹陷太古界古潜山大部分在第三纪晚期才被巨厚的沉积岩覆盖。在这漫长的地质历史中，长期裸露地表的岩石，经物理风化作用，遭到剥蚀和破碎，特别是构造裂缝发育部位及强度较低的岩石中，物理风化作用更显著，使岩石破碎程度加大。在潜山顶部和平缓的山坡上易形成厚度很大的岩屑型风化壳，在风化壳的残积物中发育大量具储集能力的空间。古表生物物理风化作用过程是岩石由致密向具储集空间发育演变的过程。

4. 化学淋滤作用的影响

化学淋滤作用是继构造作用和物理风化作用之后，促使储集空间向发育方向转化的另一重要因素。由于原岩中的不稳定组分的溶解、滤失，其结果加大了缝隙的开度，使储集岩的孔隙性、渗透性变好，有利于油气的储存和运移。常见的淋滤现象有长石、角闪石和黑云母的溶蚀及粒间充填物的溶蚀，经过热液蚀变的矿物可再度发生蚀变溶蚀而产生孔隙。

5. 矿物充填的影响

在岩石中形成的储集空间常被充填，这会对储集岩石物性产生不利影响，使岩石的孔隙性、渗透率变差。常见的充填物有自生石英、碳酸盐矿物、绿泥石和黄铁矿等。

6. 原岩性质的影响

各种对储集空间发育的外部因素都要通过原岩性质这个内因起作用。原岩对形成储集空间起着重要作用。无论结晶成因、构造成因或化学淋滤成因的孔、缝隙，无一不受原岩本身性质的控制。这主要与原岩矿物的矿物成分、变质程度、混合岩化程度等有关。由于上述因素的差异，在岩石和部分矿物中储集空间发育程度表现出极大的不均一性。

第三章 储层的成岩演化及其模型

储层的原始孔隙的结构特征和分布规律受沉积因素的控制。但在埋藏成岩过程中，储层的储集空间将会受到成岩作用的改造。成岩作用既可促进次生孔隙的发育，又可破坏原生孔隙，使原始孔隙分布规律发生变化，甚至变得面目全非。因此，各油田、大专院校和科研机构的专家们正试图寻找成岩作用的一般规律，并由此预测次生孔隙在纵横向上的分布规律，帮助寻找成岩圈闭。

次生孔隙理论的发展促进了成岩作用的研究与发展。统计结果表明，砂岩的次生孔隙约占整个储集空间的30%，而碳酸盐岩中的有效孔隙几乎全为次生孔隙，由此可知成岩作用研究的重要性。

随着勘探深度、精度和难度的增加，对成岩作用研究的要求越来越高。有机质在成岩过程中的作用普遍受到重视。目前，人们正试图通过研究影响成岩作用的各种因素，建立成岩作用模式，以此指导深层的油气田勘探。

第一节 砂岩储层的主要成岩作用

一、压实作用和压溶作用

压实作用和压溶作用是砂岩储层的孔隙度和渗透率衰减的主要因素。所谓压实作用就是通过岩石的脱水脱气，使岩石孔隙度变小，变得致密。压实作用是通过颗粒的下沉，使颗粒之间距离变小，沉积物体积收缩而进行的。压实作用主要发生在成岩作用的早期，3 000 m以上压实作用的效果和特征明显。从成岩作用现象来讲，压实作用不仅可以造成泥岩和页岩岩屑等的假杂基化、火山岩岩屑等软颗粒的塑性变形，还可以造成石英和长石等刚性颗粒的破裂和粒间接触程度的提高。压实作用使砂岩储层的孔隙度迅速减小，但不同类型的砂岩，其孔隙度衰减的速率不同。如粘土杂基含量高的砂岩，其孔隙度衰减速率大，而纯净砂岩的孔隙度衰减速率小(图3-1)。

压溶作用主要发生在3 000 m以下。压溶作用造成碎屑颗粒之间的线接触、凹凸接触及石英次生加大等，从而引起渗透率的大大降低。软岩屑在此深度以下开始变形，软岩屑含量高的层段，孔隙度和渗透率低。图3-2反映了东濮凹陷马厂地区沙三段碎屑岩储层岩屑含量与孔隙度的关系。从图中可以看出，3 000 m以上，压溶作用不显著，软岩屑含

量与孔隙度之间没有明显的关系。而 3 000 m 以下，压溶作用效果明显，软岩屑含量高的地层段，孔隙度降低显著，因此，软岩屑含量与孔隙度呈明显的正相关关系。

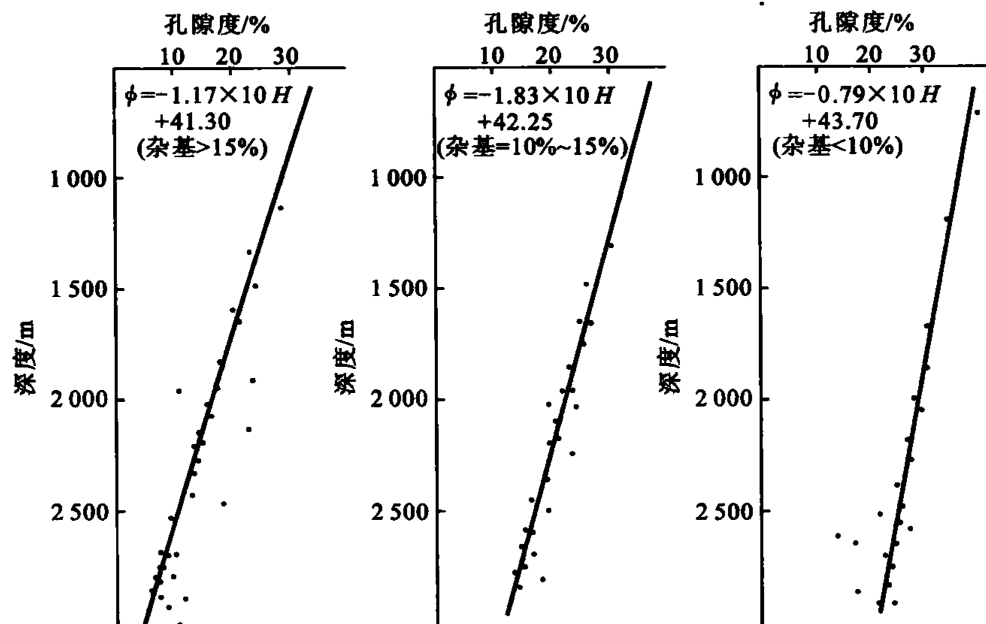


图 3-1 粘土杂基含量不同的砂岩的孔隙度衰减情况

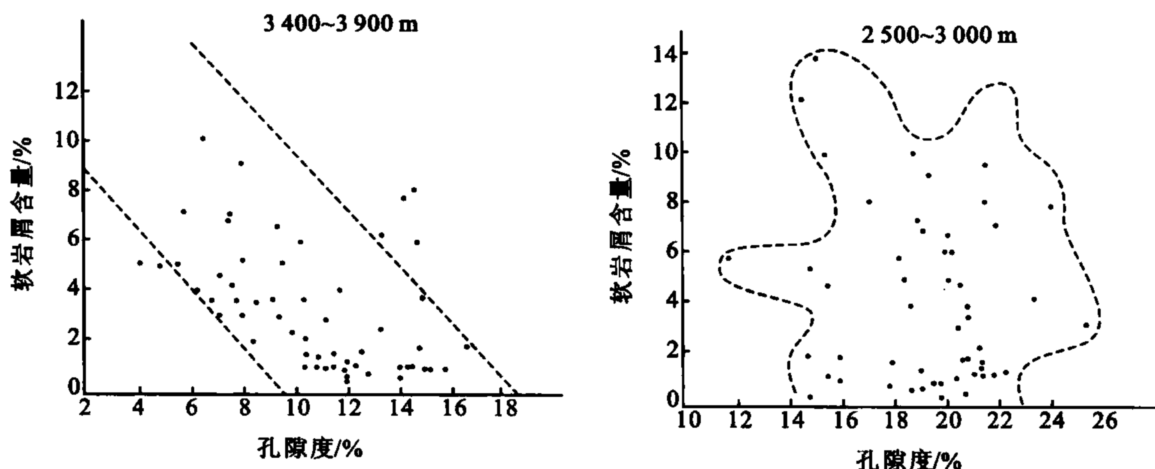


图 3-2 岩屑含量与孔隙度的关系

二、胶结作用

所谓胶结作用，是指在温度和压力升高的条件下，孔隙水中过饱和成分发生沉淀。原始沉积的颗粒，可以有各种各样的物质，其中包括火山物质、有机物质等，它们的稳定程度各不相同，因而在沉积埋藏之后，发生分解，如脱水、脱气作用。孔隙水中过饱和的物质沉淀下来，发生胶结作用。

胶结作用是使储层的孔隙度降低的重要因素。常见的胶结物有二氧化硅、碳酸盐、硫酸盐和粘土矿物等。

1. 二氧化硅胶结作用

中国东部陆相沉积盆地中，SiO_2 胶结物含量小于 10%，有随埋藏深度增加而增加的趋势(图 3-3)。石英次生加大对减少孔隙空间有明显的影响。据 Rittenhous(1971)等人

的研究，0.7%的 SiO_2 胶结物可以使压溶颗粒接触带的孔隙度下降 5%。此外 SiO_2 胶结物形成后一般不易再受到溶蚀。因此由 SiO_2 胶结作用形成的储层往往具有低的孔渗性，在深部储层其影响更明显。SiO_2 胶结物主要以石英次生加大边的形式存在。

石英次生加大作用不仅降低储层的孔渗性，也改变着储层的孔隙结构。多次石英加大使储层的粒间管状喉道变为"片状"或缝状喉道，严重影响了流体的渗流，从而大大地降低了储层的渗透率。

2. 碳酸盐胶结作用

中国东部陆相碎屑岩储层中碳酸盐胶结物分布普遍，主要是方解石、含铁方解石、白云石和含铁白云石。方解石和含铁方解石胶结物出现的深度浅，属于早期碳酸盐胶结物；而白云石和铁白云石出现的深度大，属于晚期碳酸盐胶结物。

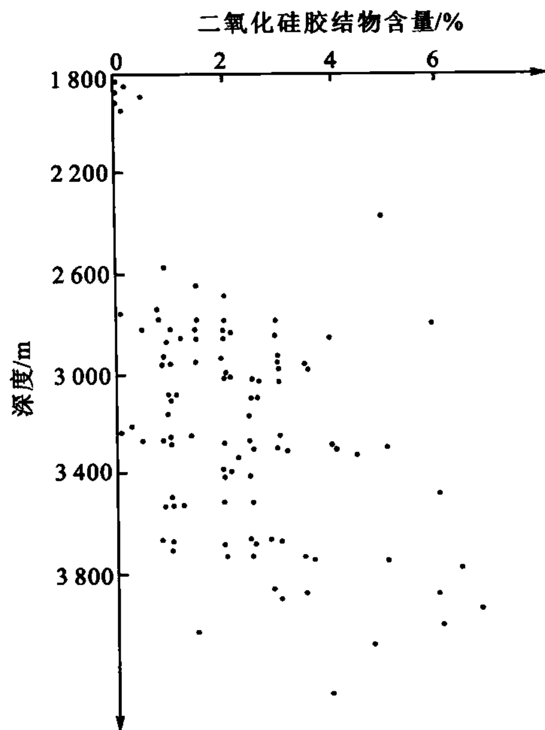


图 3-3 SiO_2 胶结物含量随埋深增加而增加

碳酸盐胶结物的胶结方式主要是孔隙式胶结，部分基底式胶结和嵌晶式胶结。

碳酸盐胶结物是使储层的孔渗性降低的主要因素。统计结果表明，储层的孔隙度与碳酸盐胶结物含量成负相关关系(图 3-4)。碳酸盐胶结物含量最高可达 30%，形成嵌晶式胶结，成为致密储层。

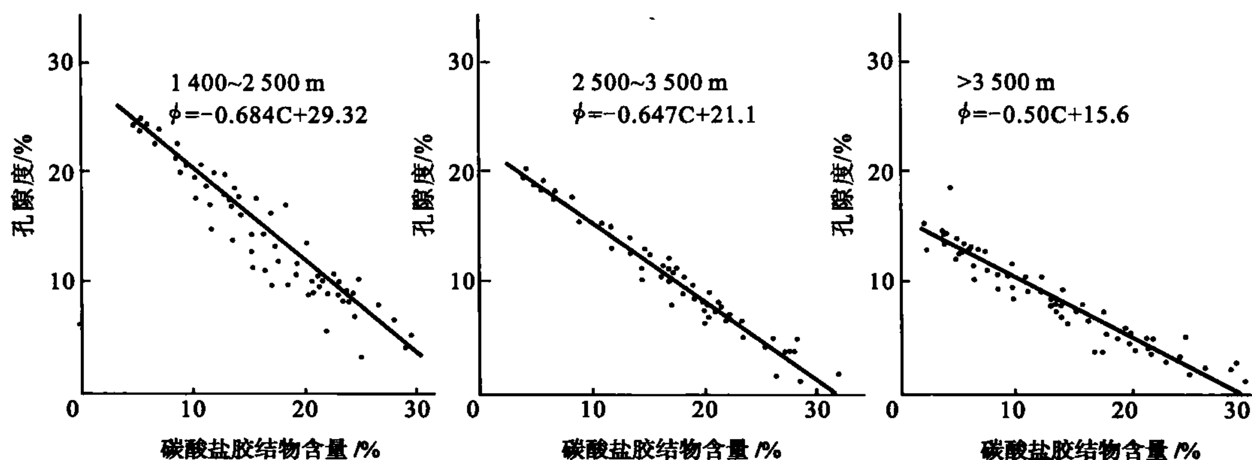


图 3-4 碳酸盐胶结物含量与物性的统计关系

早期碳酸盐胶结物虽然使原生孔隙遭受充填，但另一方面，早期胶结作用可使早期压实、压溶作用受到抑制，同时也为次生溶蚀作用准备了易溶物质。

碳酸盐胶结物在纵向上分布不均，在 2 000～4 000 m 之间含量最高，形成几个高碳酸盐含量带，在高碳酸盐含量带之间是高的次生孔隙发育带(图 3-5)。

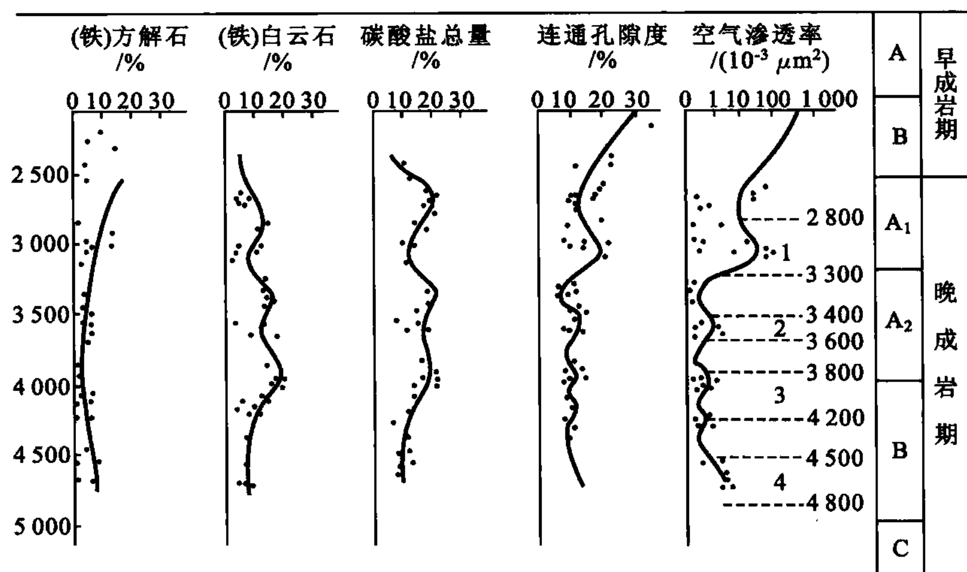


图 3-5 碳酸盐胶结物含量及孔隙度在纵向上的分布特征

3. *硫酸盐胶结作用*

常见的硫酸盐胶结物为石膏和硬石膏。硬石膏胶结物一般是晚期胶结物，分布不均，呈斑块状，最高含量达25%。对储层物性起到破坏作用。

4. *其它胶结作用*

除了上面讲到的主要胶结物外，在砂岩中起胶结作用的还有粘土矿物、黄铁矿、沸石等。这些矿物含量变化大，它们的出现降低了储层的孔渗性。

三、交代作用

砂岩中的石英和长石等碎屑颗粒常被碳酸盐和粘土矿物等交代。控制石英和长石被碳酸盐交代的主要因素是pH值和温度。温度升高，pH值增大时，促使碳酸盐的沉淀，同时造成石英和长石被交代。因此，随着地层埋藏深度的增加，碎屑颗粒的碳酸盐化有增强的趋势。

纯粹的交代作用对储层的孔渗性影响不大。胶结交代作用将使储层的孔渗性大大地降低。

四、粘土矿物的转化

1. *砂岩中粘土矿物的转化*

砂岩中粘土矿物的含量影响着储层的物性和敏感性。常见的粘土矿物有伊利石、高岭石、绿泥石、蒙皂石和伊/蒙混层粘土矿物。一般伊利石和绿泥石随埋藏深度的增加而增加。而蒙皂石和伊/蒙混层粘土矿物中蒙皂石层的含量随埋深的增加而减小。高岭石在埋藏3 000 m左右时，含量最高。图3-6是中国东部陆相盆地粘土矿物的演化规律，反映了粘土矿物演化的一般特征(以东濮凹陷为例)。

中国东部陆相碎屑岩储层中粘土矿物的含量和类型与砂岩储层的孔渗性有一定的关系，高岭石含量高处，砂岩的溶蚀作用强烈，溶孔发育，其孔隙度和渗透率也高，因此可以认为高岭石的大量出现是次生孔隙发育的一个标志。高岭石形成的化学反应式如下：



$$K(AlSi_3O_8)\xrightarrow{\text{溶蚀}} SiO_2\downarrow + Al_4(Si_4O_{10})(OH)_3\downarrow + \text{少量物质流失}$$

长石　　　　石英(沉淀)　　　　高岭石(沉淀)

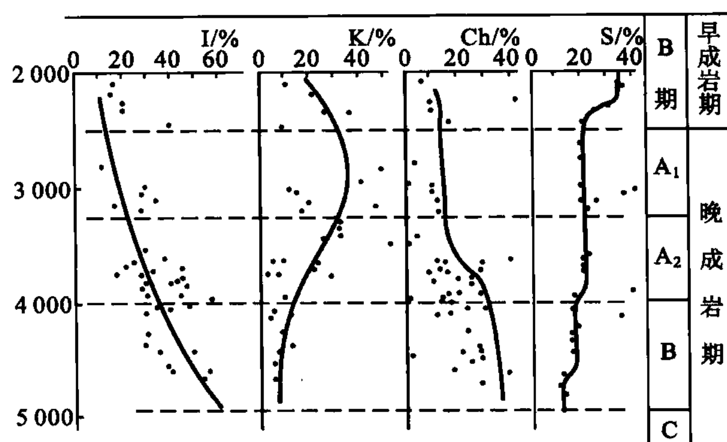


图 3-6　东濮凹陷砂岩储层粘土矿物在纵向上的分布特征

图 3-7 显示了高岭石含量与储层的孔隙度和渗透率呈正相关关系，而伊利石或伊/蒙混层粘土含量与砂岩的孔隙度呈负相关关系(图 3-8)。

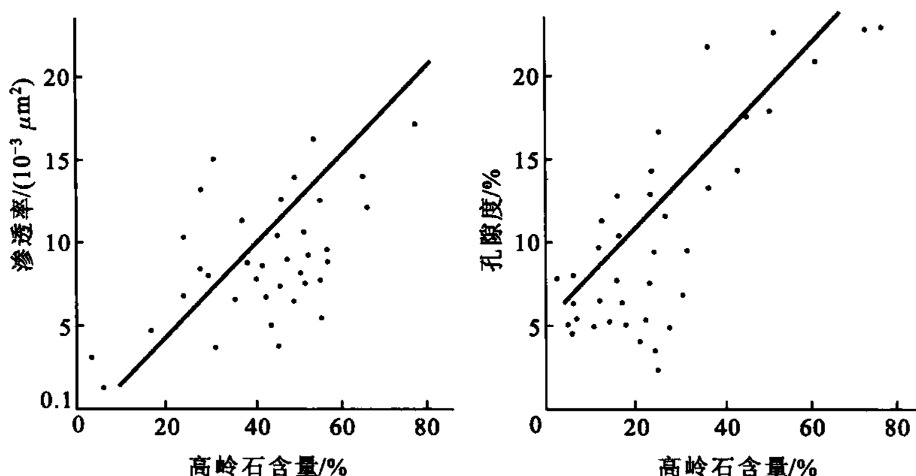


图 3-7　东濮凹陷桥口地区沙三段高岭石含量与孔隙度、渗透率的关系

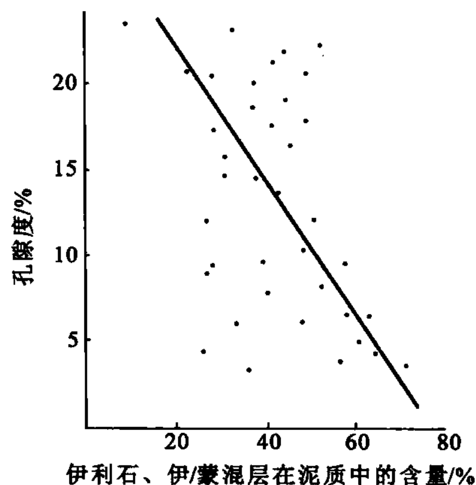


图 3-8　东濮凹陷沙三段伊利石含量与孔隙度的关系

2. 页岩中粘土矿物的成岩作用

页岩中粘土矿物的成岩演化对砂岩储层的成岩作用有重要影响。页岩本身的成岩作用包括四个方面：

① 压实作用和脱水作用。

② 粘土矿物的反应和转化，如蒙皂石转化为伊利石(图 3-9)。

③ 粘土矿物中离子的溶解、运移和再沉淀，发生胶结作用和固结作用(图 3-9)。

④ 粘土岩中所含有机质的热演化反应。

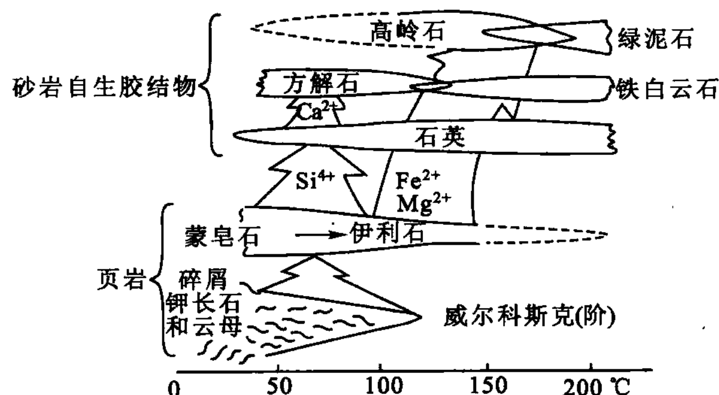


图 3-9 蒙皂石转化为伊利石过程中的物质迁移

页岩成岩作用对于砂岩有以下五个方面的影响：

① 粘土矿物的反应释放出了离子和水分。

② 页岩中的孔隙水和粘土矿物反应新生成的水被挤入砂岩内，并携带有溶解物质。

③ 粘土矿物对有机质的脱羧和裂化起催化作用。

④ 从页岩进入砂岩的有机质的演化产物如有机酸，能促使产生次生孔隙。

⑤ 页岩的脱水反应可增加流体压力。

图 3-10 表示泥岩的演化可以划分出四个阶段。在不同的演化阶段，泥岩向砂岩中提供的物质不同，在砂岩中发生的成岩变化也不相同。

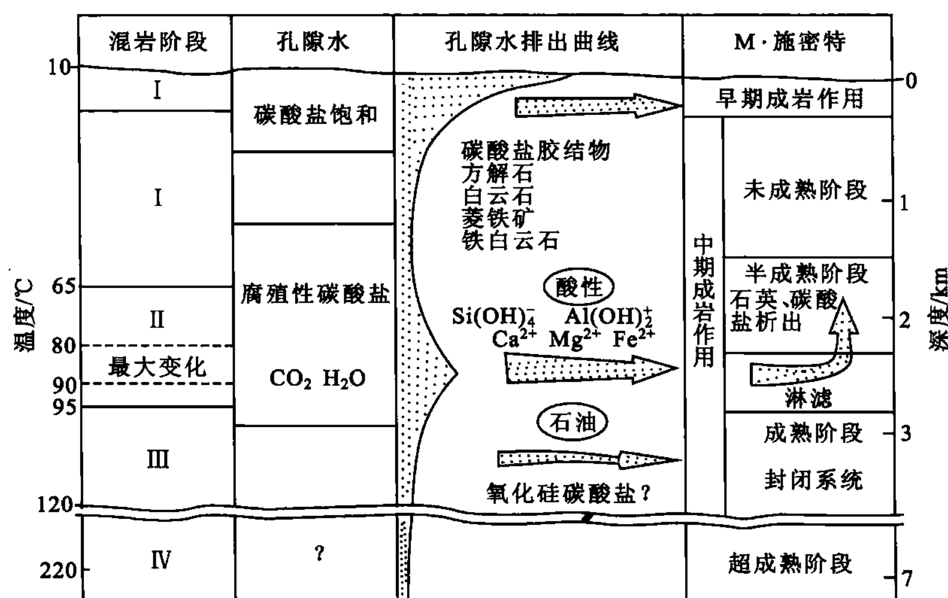


图 3-10 泥岩孔隙水丧失及次生孔隙的发育

被溶解的碳酸盐在较高的位置重新沉淀

总之，页岩与砂岩的成岩作用是密切相关和相互影响的。

五、溶蚀作用

上述成岩作用对储层的物性产生了不利影响，甚至破坏了储层的原始储集空间。而溶蚀作用却大大地改善了储层(特别是深层)的性质。溶蚀作用的机理可以是大气淡水，也可以是有机质演化产生的酸性地层流体。被溶物质主要是长石、碳酸盐和盐岩等易溶矿物。溶蚀作用可以在纵向上形成几个次生孔隙发育带(图 3-11)。

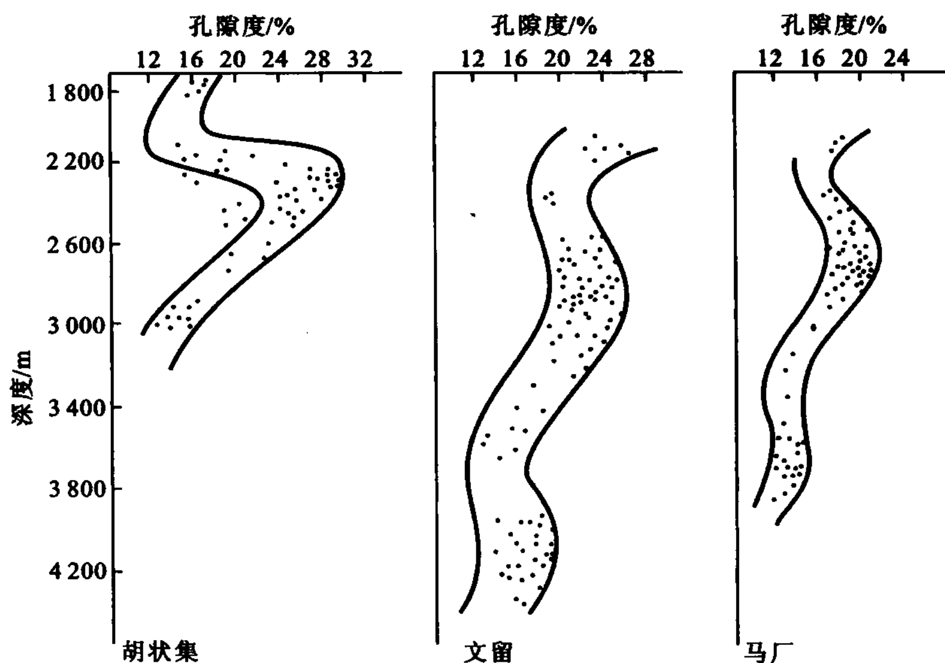


图 3-11　东濮凹陷不同地区孔隙度剖面图

第二节　成岩相划分

近年来，许多学者对成岩相进行了划分。所使用的术语相当混乱，其内涵也不一致。就笔者理解，成岩相是指成岩环境和在该环境中形成的成岩产物的总和。成岩相类型与储层的物性有密切关系。成岩环境主要受埋藏深度的控制，而原始沉积物的性质对成岩产物也有重要影响。碎屑岩储层的成岩相可以划分出如下几种主要类型(仅供参考)。

一、强压实成岩相

强压实成岩相常形成于杂砂岩中，由于杂砂岩的粘土杂基含量高，机械压实作用强，使原生孔隙大大降低。其孔隙度低，且多为微孔隙。喉道细，因此渗透率低，属于致密储层。

强压实成岩相主要出现在埋深较大的湖底扇内主沟道砂体、扇三角洲平原和深水重力流沟道砂体中。由于孔隙度、渗透率特别低，对形成油藏可能是无效的，但对形成气藏可能是有效的。

二、弱压实成岩相

弱压实成岩相常形成于中、浅埋藏的净砂岩中。净砂岩杂基含量低，具颗粒支撑结构，由于刚性颗粒的支撑，使机械压实作用减弱，而压溶作用增强，颗粒间多为点接触和线接触。胶结物含量低，具较高的孔隙度和渗透率，常构成高渗或中渗储层。

从手标本上看，这种砂岩多为平行层理及块状层理砂岩，含油性好，常见于河道砂、三角洲前缘砂及扇三角洲前缘砂中。

三、弱压实弱胶结成岩相

弱压实弱胶结成岩相基本特征同弱压实成岩相，但胶结物含量较高，胶结物含量多在5%～15%之间。由于胶结物充填了孔隙空间，降低了储层的孔渗性，成为低渗储层。

四、强压溶成岩相

强压溶成岩相常见于埋深很大的净砂岩储层中。由于埋深大，压溶作用强烈，使碎屑颗粒之间呈缝合及镶嵌式接触。石英颗粒的次生加大边发育，而其它胶结物含量低。镜下仅见残余的粒间微孔隙。

这类储层的物性差，含油性不佳，但对深层天然气还是有意义的。

五、早期碳酸盐胶结成岩相

属于早期碳酸盐胶结成岩相的砂岩，其碳酸盐胶结物含量高，达15%～30%，呈简单充填孔隙式胶结或嵌晶式胶结。胶结物主要为方解石和含铁方解石，代表早期胶结而晚期未发生明显溶蚀的储层类型。其孔渗性很差，属于致密储层。这种成岩相的形成与早期的断层活动有关，常分布在早期断层附近的滩坝砂体及三角洲分流河口砂坝砂体中。

六、晚期碳酸盐胶结成岩相

属于晚期碳酸盐胶结成岩相的砂岩，白云石和含铁白云石胶结物含量高达10%～30%，也含有少量呈溶蚀状态的方解石和含铁方解石。代表早期溶蚀，而晚期又被充填交代的类型。这种成岩相构成深层的致密储层。

七、二氧化硅胶结成岩相

二氧化硅胶结成岩相形成于石英净砂岩、粉细砂岩中。其二氧化硅胶结物的含量大于5%，最高可达15%，二氧化硅胶结物充填原生粒间孔隙并形成石英次生加大胶结。石英加大边缘较规则，有时可见到规则的残余孔隙，有时也可见到二氧化硅胶结物完全填满孔隙，上述特征反映了早期硅质胶结物的特点。

属于这种成岩相的砂岩常分布于石英碎屑含量高的滩坝砂体中，多属低渗储层。

八、溶蚀成岩相

溶蚀成岩相构成了中深部的主要储层。在中国东部碎屑岩储层中占有相当重要的地位。不稳定组分如长石、碳酸盐矿物等发生溶解产生次生孔隙，提高了储层的孔隙度和渗透率，常构成高渗及中渗储层。

不稳定组分溶蚀成岩相常形成于湖底扇的中扇辫状水道，三角洲水下分流河道、河口

坝等砂体中，这些砂体的原始孔渗性很好，有利于地下酸性流体的流动，因此易产生溶蚀作用。

第三节　成岩阶段的划分

在埋藏成岩过程中，处于不同成岩阶段的储层，其成岩强度不同，因此其物性也不同。但是对成岩阶段进行截然划分有时也是困难的，且国内外不同学者在成岩阶段的具体划分、命名及划分依据上也各有不同。根据中国石油天然气集团公司 2003 年制定的碎屑岩成岩阶段划分规范所确定的成岩阶段的划分标志及划分标准如下：

一、术语和定义

① 成岩阶段：指碎屑沉积物沉积后经各种成岩作用改造直至变质作用之前所经历的不同地质历史演化阶段。可划分为同生成岩阶段、早成岩阶段、中成岩阶段、晚成岩阶段和表生成岩阶段。

② 同生成岩阶段：沉积物沉积后尚未完全脱离上覆水体时发生的变化与作用的时期称同生成岩阶段。

③ 表生成岩阶段：指处于某一成岩阶段弱固结或固结的碎屑岩，因构造抬升而暴露或接近地表，受到大气淡水的溶蚀，发生变化与作用的阶段。

二、成岩阶段划分依据

1. 自生矿物的特征

主要是指自生矿物的分布、形成顺序及自生矿物中包裹体的均一温度，它是划分成岩阶段的主要标志。这是由于成岩过程中自生矿物的出现和分布有其一定的物理、化学条件和特定地质历史环境，它的形成和分布，结合岩石结构、构造变化能够指示岩石形成发展过程。随着地层温度、压力的变化和孔隙水化学性质的差异，在不同性质的水与岩石之间以及有机物、无机物之间的相互反应，就会出现不同类型的自生矿物，所以自生矿物不仅可提供有关成岩过程中水介质性质的演变资料，同时也具有一定地质温度计的意义。

石英次生加大在储层中的分布普遍，根据加大发育程度，特别是次生加大部分的包裹体温度也可对其形成顺序和阶段作出判断，如弱的石英加大曾测得包裹体温度为(65±5)℃，随成岩温度的增加，曾分别测得加大的包裹体温度有 87℃，90℃，126℃和 155℃等，由此确定的成岩温度为成岩阶段划分提供了重要依据。

2. 粘土矿物组合、伊/蒙(I/S)混层粘土矿物的转化

这是划分成岩阶段的重要依据。在我国陆相碎屑岩中，蒙皂石存在两种演变途径：一是在富钾的水介质条件下向伊利石/蒙皂石(I/S)混层粘土矿物的转化，最终演变为伊利石；二是在富镁的水介质条件下向绿泥石/蒙皂石(C/S) 混层转化，最后演变为绿泥石。这两种演变，以前者在陆相湖盆中较为常见。而 C/S 混层的出现对指示水介质性质有一定意义，一般在干旱气候或地层水矿化度较高，并具碱性水介质条件的储层中有分布。

3. 岩石的结构、构造特点及孔隙类型

主要是通过岩石内的构造特征，尤其是胶结方式、世代现象、胶结类型进行判断；另外，剖面上孔隙的演化特征能够较好地反映成岩的演化阶段，这是因为孔隙的演化本身就是成岩演化的结果。早成岩A期以原生孔隙为主，基本上无次生孔隙；早成岩B期开始出现次生孔隙，但仍以原生孔隙为主，属混合孔隙发育带；中成岩A期次生孔隙大量发育，形成次生孔隙带；中成岩B期孔隙以少量次生孔隙和裂缝为主；至晚成岩期，孔隙基本消失，储集空间以裂缝为主。

4. 有机质成熟度

有机质成熟度是时间和温度的函数，因此，它是进行成岩阶段划分的主要地化指标。通常应用镜质组反射率、孢粉颜色、热变指数及最大热解峰值温度等指标来划分有机质的热成熟阶段。按有机质的成熟度可分为未成熟、半成熟、低成熟、成熟、高成熟及过成熟等阶段，分别与蒙皂石经I/S混层演变为伊利石的六个阶段相对应。

5. 古温度

流体包裹体均一温度是指自生矿物形成温度，如伊利石/蒙皂石(I/S)混层粘土矿物演化的温度。

三、成岩阶段的划分

我国含油气区不同流体环境下碎屑岩储层可划分为如下几个阶段(表3-1、表3-2、表3-3)：

(1) 同生成岩阶段

(2) 早成岩阶段 {A期、B期}

(3) 中成岩阶段 {A期、B期}

(4) 晚成岩阶段

(5) 表生成岩阶段

四、各成岩阶段标志

根据沉积水介质性质的不同，可分为淡水—半咸水水介质、酸性水介质(含煤地层)和碱性水介质(盐湖)三种成岩环境。因而，其形成的碎屑岩在成岩特征和成岩阶段划分标志上既有共同规律，又有各自的特殊性，现分述如下。

1. 同生成岩阶段的主要标志

① 岩石(沉积物)疏松，原生孔隙发育。

② 海绿石主要形成于本阶段。

③ 鲕绿泥石的形成。

④ 同生结核的形成。

⑤ 沿层理分布的微晶及斑块状泥晶菱铁矿。

⑥ 分布于粒间及粒表的泥晶碳酸盐，有时有呈纤维状及微粒状的方解石。

⑦ 有时有新月形及重力胶结。

⑧ 在碱性水介质(盐湖盆地)中析出的自生矿物有粉末状和草莓状黄铁矿、它形粒状方沸石、基底式胶结或斑块胶结的石膏和钙芒硝，可见石英等硅酸盐矿物的溶蚀现象等。

表3-1 淡水—半咸水水介质碎屑岩成岩阶段划分标志（中国石油天然气集团公司规范，2003）

成岩阶段		古温度/℃	有机质					泥岩		砂岩固结程度	砂岩中自生矿物																	溶解作用			颗粒接触类型	孔隙类型
阶段	期		R_o/%	T_{max}/℃	孢粉颜色 TAI	成熟阶段	烃类演化	I/S中的S/%	I/S混层分带		蒙皂石	I/S混层	C/S混层	高岭石	伊利石	绿泥石	石英加大级别	方解石	铁白云石	长石加大	钠长石化	方沸石	片沸石	浊沸石	榍石	石膏	硬石膏	长石及岩屑	碳酸盐类	沸石类		
同生成岩阶段		古常温	① 海绿石、鲕绿泥石的形成；② 同生结核的形成；③ 平行层理面分布的菱铁矿微晶及斑块状微晶；④ 分布于粒间和颗粒表面的泥晶碳酸盐；⑤ 烃类未成熟																													
早成岩阶段	A	古常温 65	< 0.35	< 430	淡黄 < 2.0	未成熟	生物气	> 70	蒙皂石带	弱固结—半固结						粒表		泥晶													点状	原生孔隙为主
	B	65 ~ 85	0.35 ~ 0.5	430 ~ 435	深黄 2.0 ~ 2.5	半成熟		50 ~ 70	无序混层带	半固结—固结							I	亮晶	泥晶													原生孔隙及少量次生孔隙
中成岩阶段	A	85 ~ 140	0.5 ~ 1.3	435 ~ 460	桔黄—棕 2.5 ~ 3.7	低成熟—成熟	原油为主	15 ~ 50	有序混层带	固结				呈书页状或蠕虫状	呈针状	呈绒球状	II	含铁	亮晶		或呈钠长石										点—线状	可保留原生孔隙，次生孔隙发育
	B	140 ~ 175	1.3 ~ 2.0	460 ~ 490	棕黑 3.7 ~ 4.0	高成熟	凝析油—湿气	<15	超点阵有序混层带						丝发状	叶片状	III				小晶体										线—缝合状	孔隙减少并出现裂缝
晚成岩阶段		175 ~ 200	2.0 ~ 4.0	>490	黑 > 4.0	过成熟	干气	消失	伊利石带						片状		IV															裂缝发育
表生成岩阶段		古常温或常温	① 含低价铁的矿物(如黄铁矿、菱铁矿、铁白云石、铁方解石、云母、绿泥石、海绿石等)；② 褐铁矿的浸染现象；③ 碎屑颗粒表面的高价铁的氧化膜；④ 新月形碳酸盐胶结物；⑤ 渗流充填物；⑥ 表生钙质结核；⑦ 硬石膏的石膏化；⑧ 表生高岭石；⑨ 溶解孔、洞；⑩ 烃类氧化降解																													

注：① 因地壳构造运动，在地质历史过程中有可能在早成岩阶段、中成岩阶段和晚成岩阶段的任何时期出现表生成岩阶段，也可能不出现表生成岩阶段，各地区视具体情况而定；② “— — —”表示少量或可能出现的成岩标志。

表3-2 酸性水介质(含煤地层)碎屑岩成岩阶段划分标志(中国石油天然气集团公司规范，2003)

成岩阶段 阶段	成岩阶段 期	古温度/℃	有机质 R_o/%	有机质 T_{max}/℃	有机质 孢粉颜色TAI	有机质 成熟阶段	有机质 烃类演化	泥岩 I/S中的S/%	泥岩 I/S混层分带	砂岩固结程度	蒙皂石	I/S混层	伊利石	绿泥石	高岭石	石英加大	方解石	菱铁矿	铁白云石	长石加大	钠长石化	重晶石	浊沸石	硼石	硬石膏	溶解作用 长石及岩屑	溶解作用 碳酸盐类	颗粒接触类型	孔隙类型
同生成岩阶段		古常温	① 海绿石、鲕绿泥石的形成；② 同生结核的形成；③ 平行层理面分布的菱铁矿微晶及斑块状微晶；④ 分布于粒间和颗粒表面的泥晶碳酸盐；⑤ 烃类未成熟																										原生孔隙发育，有的受压实
早成岩阶段	A	古常温65	<0.35	<430	淡黄<2.0	未成熟	生物气	>70	蒙皂石带	弱固结—半固结				粒表														点	原生孔隙发育，有的受压实
早成岩阶段	B	65~85	0.35~0.5	430~435	深黄2.0~2.5	半成熟	生物气	50~70	无序混层带	半固结—固结				呈绒线球状、叶片状	呈书页状或蠕虫状													状	原生孔隙及少量次生孔隙
中成岩阶段	A	85~140	0.5~1.3	435~460	桔黄—棕2.5~3.7	低成熟—成熟	原油为主	15~50	有序混层带	固结			呈针状、丝发状、片状								或呈钠长石小晶体							点—线状	粒内溶孔及铸模孔发育
中成岩阶段	B	140~175	1.3~2.0	460~490	棕黑3.7~4.0	高成熟	凝析油—湿气	<15	超点阵有序混层带	固结							含铁											线—缝合状	孔隙和少量溶孔
晚成岩阶段		175~200	2.0~4.0	>490	黑>4.0	过成熟	干气	消失	伊利石带	固结																			裂缝发育
表生成岩阶段		古常温或常温	① 含低价铁的矿物(如黄铁矿、菱铁矿、铁白云石、铁方解石、云母、绿泥石、海绿石等)；② 褐铁矿的浸染现象；③ 碎屑颗粒表面的高价铁的氧化膜；④ 新月形碳酸盐胶结物及重力胶结；⑤渗流充填物；⑥ 表生钙质结核；⑦ 硬石膏的石膏化；⑧ 表生高岭石；⑨ 溶解孔、洞；⑩ 烃类氧化降解																										

注：① 因地壳构造运动，在地质历史过程中有可能在早成岩阶段、中成岩阶段和晚成岩阶段的任何时期出现表生成岩阶段，也可能不出现表生成岩阶段，各地区视具体情况而定；② "———"表示少量或可能出现的成岩标志。

表3-3　碱性水介质(盐湖盆地)碎屑岩成岩阶段划分标志(中国石油天然气集团公司规范，2003)

成岩阶段		古温度/℃	有机质				砂岩固结程度	砂岩中自生矿物														溶解作用					颗粒接触类型	孔隙类型
阶段	期		R_o/%	孢粉颜色TAI	成熟阶段	烃类演化		石膏	硬石膏	钙芒硝	方解石	含铁方解石	含铁白云石	白云石	铁白云石	菱铁矿	方沸石	长石加大	钠长石化	石英加大级别	伊利石	石英	长石及岩屑	碳酸盐	方沸石	盐类		
同生成岩阶段		古常温	① 海绿石、鲕绿泥石的形成；② 同生结核的形成；③ 平行层理面分布的泥晶碳酸盐(方解石、白云石、菱铁矿)及斑块状微晶碳酸盐；④ 分布于粒间和颗粒表面的泥晶碳酸盐；⑤ 石英等硅酸盐溶蚀；⑥ 基底式胶结的石膏和钙芒硝的形成；⑦ 未成烃																									
早成岩阶段	A	古常温 65	< 0.35	淡黄 < 2.0	未成熟	生物气	弱固结—半固结				泥晶	泥晶	泥	泥		泥晶											点状	原生孔隙发育，少量次生孔隙
	B	65 ~ 85	0.35 ~ 0.5	黄 2.0 ~ 2.5	未成熟		半固结—固结				亮	亮	晶	晶	泥晶					一般不发育							点状为主	次生孔隙发育，原生与次生孔隙共存
中成岩阶段	A	85 ~ 140	0.5 ~ 1.3	桔黄—棕 2.5 ~ 3.7	低成熟—成熟	原油为主	固结				晶	晶	亮	亮	亮晶					I　II							线状为主	次生孔隙发育，裂缝出现
	B	140 ~ 175	1.3 ~ 2.0	棕黑 3.7 ~ 4.0	高成熟	凝析油—湿气							晶	晶						III							凹凸—缝合线状为主	次生孔隙减少，裂缝较发育
晚成岩阶段		175 ~ 200	2.0 ~ 4.0	黑 > 4.0	过成熟	干气														IV								裂缝发育
表生成岩阶段		古常温或常温	① 含低价铁的矿物(如黄铁矿、菱铁矿、铁白云石、铁方解石、云母、绿泥石、海绿石等)；② 褐铁矿的浸染现象；③ 碎屑颗粒表面的高价铁的氧化膜；④ 新月形碳酸盐胶结物；⑤ 渗流充填物；⑥ 表生钙质结核；⑦ 硬石膏的石膏化、钙芒硝析出石膏；⑧ 表生高岭石；⑨ 溶蚀现象；⑩ 烃类氧化降解																									

注：① 因地壳构造运动，在地质历史过程中有可能在早成岩阶段、中成岩阶段和晚成岩阶段的任何时期出现表生成岩阶段，也可能不出现表生成岩阶段，各地区视具体情况而定；
② “– – –”表示少量或可能出现的成岩标志。

2. 淡水—半咸水水介质环境下成岩阶段的主要标志

主要岩石矿物学、古地温、有机质成熟度等标志见表 3-1。

(1) 早成岩阶段

可分为 A,B 两期。

① 早成岩阶段 A 期:

a. 古温度范围为古常温,约 65℃。

b. 有机质未成熟,其镜质组反射率 R_o<0.35%,最大热解峰温 T_{max}<430℃,孢粉颜色为淡黄色,热变指数 TAI<2.0。

c. 岩石弱固结—半固结,原生粒间孔发育。

d. 泥岩中富含蒙皂石及蒙皂石层占 70%以上的伊利石/蒙皂石(I/S)无序混层粘土矿物(有序度 $R=0$),统称蒙皂石带。

e. 砂岩中一般未见石英加大,长石溶解较少,可见早期碳酸盐胶结(呈纤维状、栉壳状、微粒状)及绿泥石环边,粘土矿物可见蒙皂石、无序混层矿物及少量自生高岭石。

② 早成岩阶段 B 期:

a. 古温度范围 65~85℃。

b. 有机质未成熟,镜质组反射率 R_o 为 0.35%~0.5%,最大热解峰温 T_{max} 为 430~435℃,孢粉颜色为深黄色,热变指数 TAI 为 2.0~2.5。

c. 由于压实作用及碳酸盐类等矿物的胶结作用,岩石由半固结—固结,孔隙类型以原生孔隙为主,并可见少量次生孔隙。

d. 泥岩中蒙皂石明显向伊利石/蒙皂石(I/S)混层粘土矿物转化,蒙皂石层占 50%~70%,属无序混层(有序度 $R=0$),称无序混层带。

e. 砂岩中可见Ⅰ级石英次生加大,加大边窄或有自形晶面,扫描电子显微镜下可见石英小雏晶,呈零星或相连成不完整晶面,书页状自生高岭石较普遍,有的砂岩受火山碎屑颗粒的影响,仍可见蒙皂石。

f. 在有的砂岩基质中有云雾状燧石。

g. 可见一些矿物交代和转化现象。

(2) 中成岩阶段

中成岩阶段又可分为 A,B 两期。

① 中成岩阶段 A 期:

a. 古温度范围为 85~140℃。

b. 有机质低成熟—成熟,镜质组反射率 R_o 为 0.5%~1.3%,最大热解峰温 T_{max} 为 435~460℃,孢粉颜色为桔黄—棕色,热变指数 TAI 为 2.5~3.7。

c. 泥岩中的伊利石/蒙皂石(I/S)混层粘土矿物,蒙皂石层占 15%~50%,其中 35%~50%属部分有序混层($R=0/R=1$),15%~35%属有序混层($R=1$),在某些有岩浆岩侵入的地层中或富含火山碎屑物质的岩石中,蒙皂石和伊利石/蒙皂石(I/S)混层粘土矿物的转化和分布有时出现异常,应综合其它指标进行成岩阶段划分。

d. 砂岩中可见晚期含铁碳酸盐类胶结物,特别是铁白云石,常呈粉晶—细晶,以交代、加大或胶结形式出现,还可见其它自生矿物如钠长石、浊沸石、片沸石、方沸石等。

e. 石英次生加大属Ⅱ级,大部分石英颗粒和部分长石颗粒具次生加大,自形晶面发育,有的见石英小晶体,在扫描电子显微镜下,多数石英颗粒表面被较完整的自形晶面包

裹，有的石英自生晶体向孔隙空间生长，交错相接，堵塞孔隙。

f. 砂岩中的粘土矿物，可见自生高岭石、伊利石/蒙皂石(I/S)混层粘土矿物、呈丝发状的自生伊利石、叶片状或绒球状自生绿泥石、绿泥石/蒙皂石(C/S)混层粘土矿物等，蒙皂石基本上消失。

g. 长石、岩屑等碎屑颗粒及碳酸盐胶结物常被溶解，孔隙类型除部分保留的原生孔隙外，以次生孔隙为主。

中成岩阶段A期，根据泥岩中伊利石/蒙皂石(I/S)混层粘土矿物演化和有机质热演化特征，以蒙皂石层占35%、镜质组反射率R_o为0.7%或最大热解峰温T_{max}为440℃为界，还可以细分为A_1，A_2两个亚期。A_1亚期有机质低成熟，有机酸产量高，为次生孔隙产生带；A_2亚期有机质成熟，进入生油高峰，有机酸浓度降低，并由于胶结作用的出现，使物性较A_1亚期略差。

② 中成岩阶段B期：

a. 古温度范围为140～175℃。

b. 有机质处于高成熟阶段，镜质组反射率R_o为1.3%～2.0%，最大热解峰温T_{max}为460～490℃，孢粉颜色为棕黑色，热变指数TAI为3.7～4.0。

c. 泥岩中有伊利石及伊利石/蒙皂石(I/S)混层粘土矿物，蒙皂石层小于15%，属超点阵或卡尔克博格有序混层(有序度$R\geqslant3$)，称超点阵有序混层带。

d. 砂岩中石英次生加大为Ⅲ级，特别是富含石英的岩石几乎所有石英和长石都具有加大且边宽，多呈镶嵌状，高岭石明显减少或缺失，有的可见含铁碳酸盐类矿物、浊沸石和钠长石化。

e. 扫描电子显微镜下，颗粒间石英自形晶体相互连接，岩石致密，有裂缝发育。

(3) 晚成岩阶段

a. 古温度范围为175～200℃。

b. 有机质处于过成熟阶段，镜质组反射率R_o为2.0%～4.0%，最大热解峰温$T_{max}>$490℃，孢粉颜色为黑色，热变指数$TAI>4.0$。

c. 岩石已极致密，颗粒呈缝合接触且有缝合线出现，孔隙极少且有裂缝发育。

d. 砂岩中可见晚期碳酸盐类矿物以及钠长石、榍石等自生矿物，石英加大属Ⅳ级，颗粒间呈缝合状接触，自形晶面消失。

e. 砂岩和泥岩中的代表性粘土矿物为伊利石和绿泥石，并有绢云母、黑云母，混层已基本消失，称伊利石带或伊利石-绿泥石带。根据伊利石的结晶度，其Kuber指数($K.I$)为$0.25°(\Delta2\theta)<K.I<0.42°(\Delta2\theta)$，属于晚成岩期。

3. 酸性水介质(含煤地层)环境下成岩阶段的主要标志

主要岩石矿物学、古温度、有机质成熟度等标志见表3-2。

(1) 早成岩阶段

含煤地层富含水生和陆生植物，埋藏后易产生腐殖酸，成岩早期具有酸性水介质条件。

① 早成岩阶段A期：

a. 其古温度指标、有机质成熟度指标、泥岩中I/S混层演化指标同淡水—半咸水水介质环境下早成岩阶段A期(表3-1)。

b. 岩石弱固结—半固结，原生粒间孔发育。

c. 砂岩中自生矿物不发育，局部见少量方解石或菱铁矿，颗粒周围还可见少量绿泥

石薄膜。

② 早成岩阶段B期：

a. 其古温度指标、有机质成熟度指标、泥岩中I/S混层演化指标同淡水—半咸水水介质环境下早成岩阶段B期(表3-1)。

b. 由于缺乏早期碳酸盐胶结物，压实强，颗粒呈点—线状接触，压实作用使原生孔隙明显减少。

c. 砂岩中胶结物少，局部可有少量早期方解石，粘土矿物以伊利石/蒙皂石(I/S)无序混层为主，还可有少量绿泥石和伊利石，在富火山碎屑的岩石中可见蒙皂石。

d. 早成岩阶段B期末出现早期石英加大，有的具有明显加大边，使颗粒在单偏光下观察呈线状接触，自生高岭石也相当发育，还可见少量粒内溶孔及铸模孔。

e. 可见一些矿物交代和转化现象。

(2) 中成岩阶段

① 中成岩阶段A期：

a. 其古温度指标、有机质成熟度指标、泥岩中I/S混层演化指标同淡水—半咸水水介质环境下中成岩阶段A期(表3-1)。

b. 在富含石英和长石的砂岩中，自生矿物组合以石英加大和自生高岭石发育为特点，但它们的发育程度与石英、长石颗粒和填隙物的含量有关，在石英颗粒含量少而富含火山岩屑的砂岩中，石英次生加大不发育。另外还可见长石加大、自生钠长石、方解石、菱铁矿、浊沸石、硬石膏、伊利石、绿泥石、伊利石/蒙皂石(I/S)混层粘土矿物以及石英颗粒裂缝愈合和高岭石向绿泥石转化等现象。

c. 在中成岩阶段A期后期，水介质开始由酸性向碱性转变，出现含铁方解石、铁白云石等晚期碳酸盐的胶结、交代作用，使孔隙度下降。

d. 颗粒间主要呈线状接触，少量凹凸接触。

e. 除部分碳酸盐溶解外，以长石和火山岩岩屑颗粒溶解为主，形成粒内溶孔、铸模孔等次生孔隙，岩石具有孔径大、喉道窄的特征，另外还可见裂缝。

参照淡水—半咸水水介质碎屑岩中成岩阶段A期，酸性水介质碎屑岩中成岩阶段A期也可以分为A_1，A_2两个亚期。

② 中成岩阶段B期：

a. 其古温度指标、有机质成熟度指标、泥岩中伊利石/蒙皂石(I/S)混层演化指标同淡水—半咸水水介质环境下中成岩阶段B期(表3-1)。

b. 砂岩中的自生矿物以铁方解石、铁白云石发育为特征，以交代作用为主，石英加大可达Ⅲ级，有的还可见长石加大以及榍石、硬石膏、重晶石等。

c. 砂岩中高岭石、伊利石/蒙皂石(I/S)混层粘土矿物含量下降，伊利石、绿泥石含量升高，成为主要粘土矿物类型。

d. 孔隙类型以裂缝为主，有少量溶孔。

e. 颗粒间呈线—凹凸状接触或缝合状接触。

(3) 晚成岩阶段

a. 其古温度指标、有机质成熟度指标、泥岩中I/S混层演化指标同淡水—半咸水水介质环境下晚成岩阶段(表3-1)。

b. 砂岩中自生矿物为铁白云石、石英加大(可达Ⅳ级)、少量榍石等，粘土矿物有绿泥

石、伊利石、黑云母挤压变形，有的被菱铁矿交代或伊利石化。

c. 孔隙类型以裂缝为主，有少量长石岩屑溶孔。

d. 颗粒间呈线—缝合状接触，有的可见石英颗粒压裂及愈合现象。

4. 碱性水介质(盐湖盆地)环境下成岩阶段的主要标志

主要岩石矿物学、古温度、有机质成熟度等标志见表3-3。

盐湖盆地可见三种水化学类型，即碳酸盐型、硫酸钠型及氯化物型，以碳酸盐型和硫酸钠型占多数。由于水化学性质的差别，所析出的盐类矿物在不同盐湖盆地也会有差别。一般析出的顺序为方解石，白云石-石膏带，石盐等，硫酸钠、镁盐带，钾盐带等。

(1) 早成岩阶段

① 早成岩阶段A期：

a. 其古温度指标、有机质成熟度指标同淡水—半咸水水介质环境下早成岩阶段A期(表3-1)。

b. 颗粒间以点接触为主。

c. 原生孔隙发育。

d. 自生矿物有粒状方沸石、泥晶碳酸盐，无石英次生加大，古温度低于42℃时石膏及钙芒硝析出并呈基底式胶结碎屑颗粒，古温度高于42℃时石膏向硬石膏转化或硬石膏和钙芒硝析出。本期末泥晶含铁方解石和含铁白云石析出。

e. 泥岩中粘土矿物以伊利石-绿泥石(I-C)组合和伊利石-绿泥石-伊利石/蒙皂石混层(I-C-I/S)组合为主，伊利石/蒙皂石(I/S)混层主要为有序混层，也有无序混层，少见蒙皂石，砂岩中可见高岭石。

f. 可见石英、长石溶蚀现象。

② 早成岩阶段B期：

a. 其古温度指标、有机质成熟度指标同淡水—半咸水水介质环境下早成岩阶段B期(表3-1)。

b. 颗粒间以点接触为主，部分呈线接触。

c. 次生孔隙发育，形成原生孔隙、次生孔隙共存的局面。

d. 自生矿物有亮晶方解石、白云石、含铁方解石、含铁白云石和泥晶铁白云石、孔隙式胶结的硬石膏和钙芒硝。石英次生加大属Ⅰ级，加大边窄且不连续，偶见自形晶面，部分长石次生加大。

e. 泥岩中粘土矿物以伊利石-绿泥石(I-C)组合和伊利石-绿泥石-伊利石/蒙皂石混层(I-C-I/S)组合为主，少见高岭石或蒙皂石，伊利石/蒙皂石(I/S)混层为有序混层(蒙皂石层可占20%～25%)。

f. 可见长石、碳酸盐和方沸石溶蚀。

(2) 中成岩阶段

① 中成岩阶段A期：

a. 其古温度指标、有机质成熟度指标同淡水—半咸水水介质环境下中成岩阶段A期(表3-1)。

b. 颗粒间以点—线接触为主，局部出现凹凸接触。

c. (含)铁碳酸盐类胶结物大量出现，常呈自形粉晶—细晶，以孔隙式胶结或交代、加大形式出现，硬石膏和钙芒硝呈孔隙式胶结或以交代形式出现。石英次生加大属Ⅱ级，石

英和长石普遍具有次生加大现象，自形晶面发育，扫描电子显微镜下颗粒表面被较完整的自形晶面包裹或有自生石英晶体出现，部分长石钠长石化，方沸石逐渐减少直至消失。

d. 泥岩中粘土矿物以伊利石-绿泥石(I-C)组合和伊利石-绿泥石-伊利石/蒙皂石混层(I-C-I/S)组合为主，偶见高岭石，伊利石/蒙皂石(I/S)混层均为有序混层(蒙皂石层<20%)。

e. 长石等碎屑颗粒及碳酸盐常被溶解，次生孔隙发育，本期末溶蚀缝开始出现。

参照淡水—半咸水介质碎屑岩中成岩阶段A期，碱性水介质碎屑岩中成岩阶段A期也可以分为A_1，A_2两个亚期。

② 中成岩阶段B期：

a. 其古温度指标、有机质成熟度指标同淡水—半咸水水介质环境下中成岩阶段B期(表3-1)。

b. 岩石致密，裂缝较发育，颗粒间以凹凸接触和缝合线接触为主，部分颗粒间为线接触。

c. (含)铁碳酸盐和硬石膏多以交代形式或以充填粒间孔形式出现。石英加大属Ⅲ级，大部分石英和长石次生加大，加大边宽且连续，石英自形晶面发育，扫描电子显微镜下石英自生晶体相互连接，大部分长石钠长石化。

d. 泥岩中粘土矿物为伊利石-绿泥石组合。

(3) 晚成岩阶段

a. 其古温度指标、有机质成熟度指标同淡水—半咸水水介质环境下晚成岩阶段(表3-1)。

b. 岩石极致密，裂缝发育，有缝合线出现。

c. 砂岩中可见(含)铁碳酸盐及钠长石等自生矿物。石英次生加大属Ⅳ级，颗粒间呈缝合线状接触，自形晶面消失。普遍见钠长石化现象。

d. 砂岩和泥岩中代表性粘土矿物为伊利石和绿泥石，并有绢云母和黑云母。

5. 表生成岩阶段的主要标志

① 含低价铁的矿物(如黄铁矿、菱铁矿等)被褐铁矿化或呈褐铁矿的浸染现象。

② 碎屑颗粒表面的氧化膜。

③ 新月形碳酸盐胶结及重力胶结。

④ 渗流充填物。

⑤ 表生钙质结核。

⑥ 硬石膏的石膏化。

⑦ 表生高岭石。

⑧ 溶蚀现象，有溶孔、溶洞产生，使不整合面下的次生孔隙发育，改善了物性。

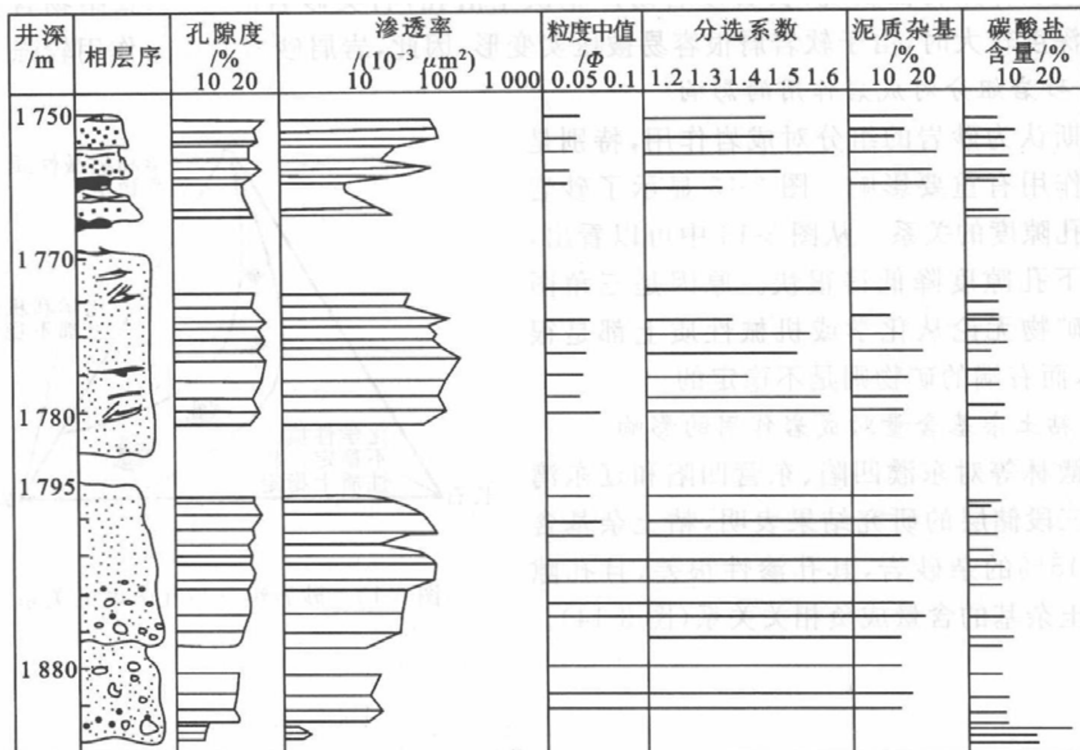
⑨ 断层和裂缝发育，为地表水的向下渗透以及深部地层水和地表水的对流作用提供通道，同时也形成次生孔隙。

第四节 成岩作用的影响因素

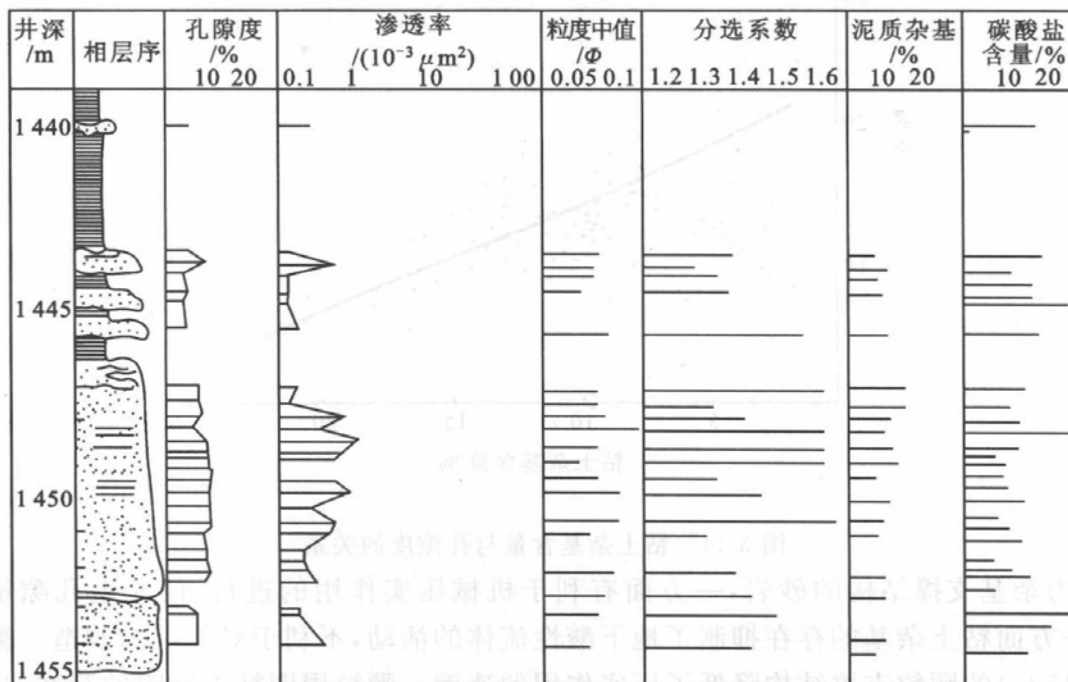
一、埋藏深度的影响

地温和压力受埋藏深度的控制，不同的温度和压力环境形成不同的成岩产物。中国东部碎屑岩储层成岩作用强度与深度的关系密切，受地层时代的影响不大。一般情况下，

2 500 m 以上，以压实作用为主，成岩作用弱，原始孔隙发育，形成高渗储层。2 500～5 000 m 之间，成岩强度中等—强，储层以次生孔隙为主，多形成低渗或致密储层。埋深大于 5 000 m，成岩强度大，原生孔隙和次生孔隙均达到不可压缩的程度。图 3-12 显示了东濮凹陷两口井同一类型砂体，由于埋深不同，其储集物性存在的明显差别。



(a) 卫95-2井沙三3—4亚段湖底扇砂体埋藏浅孔渗性好



(b) 濮63井沙三3—4亚段湖底扇砂体埋藏深孔渗性差

图 3-12　东濮凹陷沙三段湖底扇砂体在不同埋藏条件的孔渗性

二、砂岩的成分、结构、构造等因素对成岩作用的影响

1. 砂岩成分对成岩作用的影响

砂岩成分对储层的成岩作用有明显的影响。朱国华通过研究陕甘宁盆地延长统砂岩储层的成岩作用特征发现，长石砂岩易产生次生溶孔，石英砂岩的 SiO_2 胶结物含量高。当埋藏深度较大时，由于软岩屑很容易被压实变形，因此，岩屑砂岩的压实作用较强。

2. 砂岩组分对成岩作用的影响

赫斯认为砂岩的组分对成岩作用，特别是对溶解作用有重要影响。图 3-13 显示了砂岩组分与孔隙度的关系。从图 3-13 中可以看出，自上而下孔隙度降低得很快。原因是三角图顶端的矿物无论从化学或机械性质上都是很稳定的，而右端的矿物则是不稳定的。

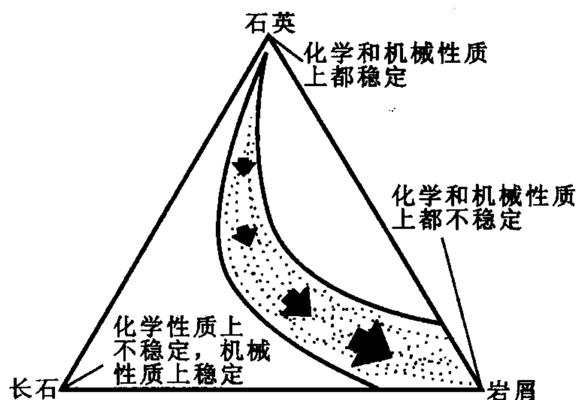


图 3-13 砂岩组分与孔隙度的关系

3. 粘土杂基含量对成岩作用的影响

赵徵林等对东濮凹陷、东营凹陷和辽东湾盆地沙三段储层的研究结果表明，粘土杂基含量大于 15% 的杂砂岩，其孔渗性很差，且孔隙度与粘土杂基的含量成负相关关系（图 3-14）。

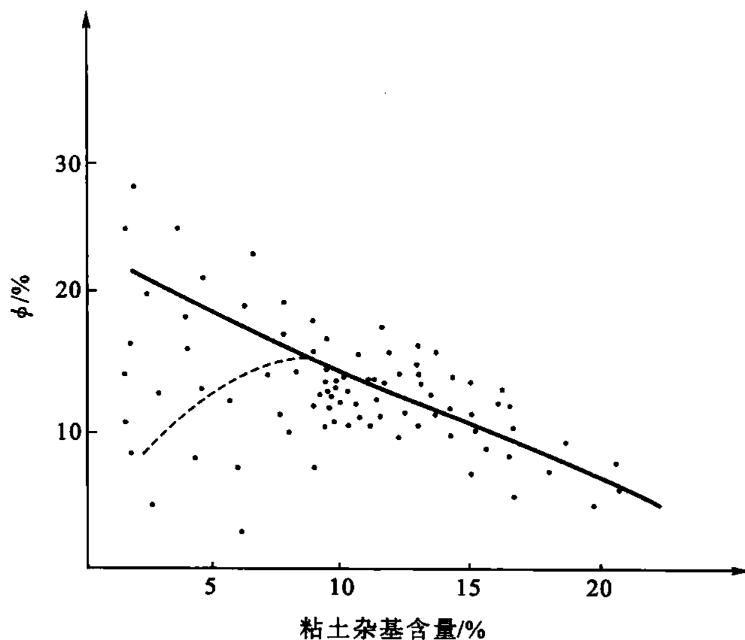


图 3-14 粘土杂基含量与孔隙度的关系

这是因为杂基支撑结构的砂岩，一方面有利于机械压实作用的进行，使原生孔隙迅速减小，另一方面粘土杂基的存在抑制了地下酸性流体的活动，不利于对储层的改造。微含泥（5%～15%）的颗粒支撑结构降低了压实作用的速度。颗粒周围粘土薄膜的存在，也抑制了胶结物的沉淀。再者，由于粘土杂基含量低，原始孔渗性好，有利于酸性流体的活动和对储层的改造，形成次生孔隙。粘土杂基含量小于 5% 的净砂岩是地下流体活动的良好

通道，故常出现早期碳酸盐胶结或二氧化硅胶结，在一定程度上抑制了后期压实压溶作用的继续进行，也为形成次生孔隙提供了易溶物质，往往形成次生孔隙发育的储层（图 3-15）。但如果胶结物含量很高，形成嵌晶式胶结，堵死了孔隙喉道，不利于后期地下酸性流体的流动和对储层的改造，则形成致密储层。

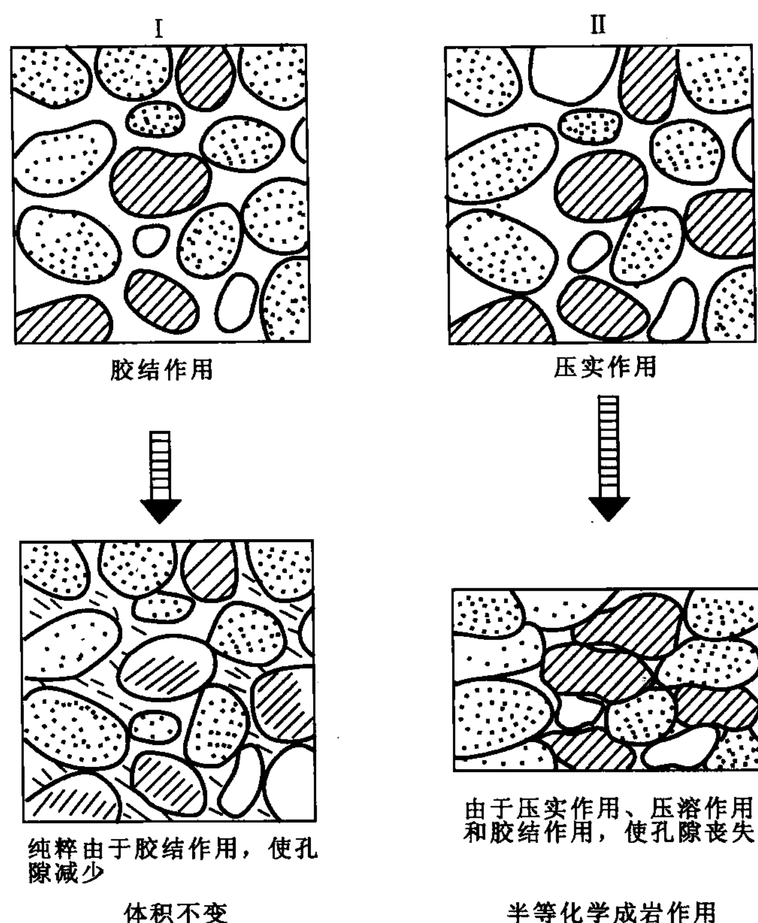


图 3-15　可逆与不可逆的孔隙的丧失

4. *砂岩的分选和粒度对成岩作用的影响*

从理论上讲，等大球体堆积的砂岩储层，其孔隙度与粒径的大小无关。实际上，碎屑颗粒不可能都是球体，且大小也不是均一的。因此，储层性质与粒径和分选性的关系很密切。粒度越小，分选越差，则越容易压实。统计表明，分选系数与孔渗性呈明显的负相关关系，而粒度中值与孔渗性呈明显的正相关关系（图 3-16）。

5. *沉积构造对成岩作用的影响*

沉积构造对成岩作用的影响更加明显，中国东部中、新生代陆相湖盆碎屑岩储层中，孔渗性好、次生孔隙发育的砂岩多是具块状层理和平行层理的细砂岩，这种砂岩常构成中浅层的含油储层和深层的含气储层。而具波状层理、斜波状层理和小型交错层理的（泥质）粉细砂岩的次生孔隙不发育，含油性差。从表 3-4 可以看出，不同构造的砂岩类型其孔渗性和含油性有明显差别。

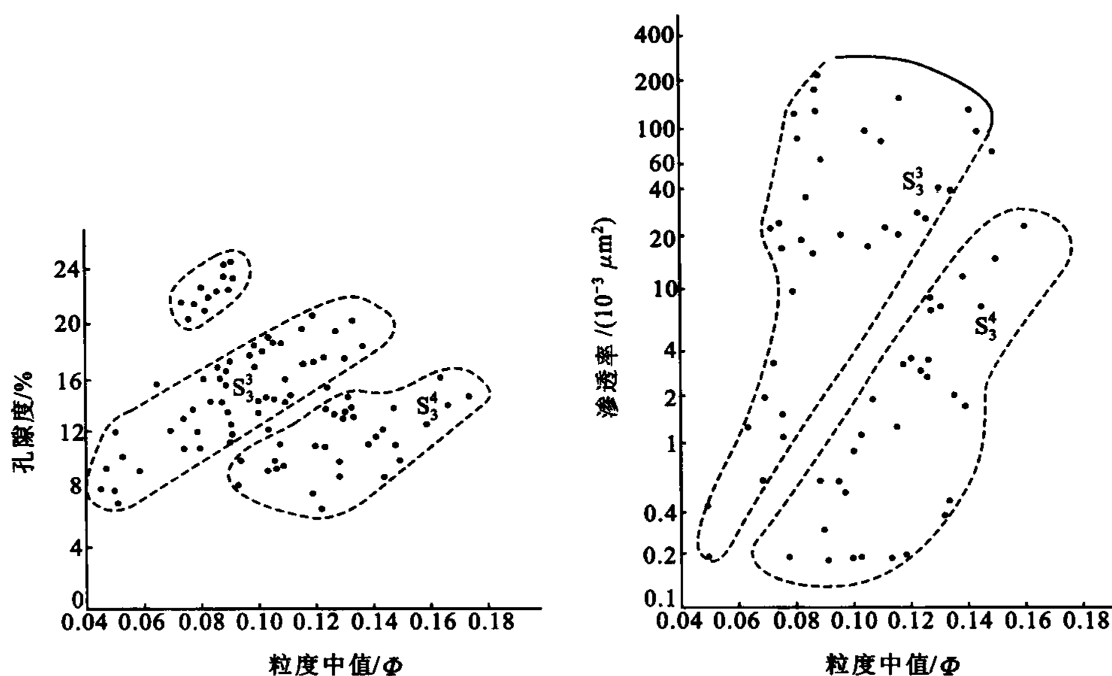


图 3-16 粒度中值与孔隙度和渗透率的关系

表 3-4 ××油田三角洲砂体与孔渗性的关系

岩石类型 \ 物性	孔隙度/%	渗透率/(10^{-3} μm²)	含油性	杂基含量/%	样品数
块状层理粉砂岩、粉细砂岩及少量块状层理细砂岩	15.3	68.8	含油样品占 45%多，含油均匀	6.4	44
平行层理粉砂岩及粉细砂岩	14.2	91.8	含油样品占 48%	6.0	9
块状层理含泥砾泥质粉砂岩	4.4	<0.2	未见含油	17.5	1
块状层理含泥砾细砂岩	20.7	270.5	含油	8	2
斜层理、波状层理粉砂岩	10.6	1.2	未见含油	7.4	10

形成上述结果的原因是块状或平行层理砂岩的分选性好，杂基含量较低，具颗粒支撑结构，从而有利于原生孔隙的保存。斜层理和波状层理等砂岩除不具备这一条件外，砂层内部弯曲的纹层给地下流体的流动增加了困难，不利于次生孔隙的发育和油气的进入。

例如，在东濮凹陷沙三段储层中，三角洲分流河口坝砂体孔隙度最高，水下分流河道和远砂坝次之。在湖底扇砂体中，中扇辫状沟道砂体孔渗性最高，漫溢微相及内扇主沟道次之(图 3-17)。这是因为三角洲河口坝砂体及湖底扇中扇辫状沟道砂体杂基含量低，分选程度较高，块状和平行层理发育，因而孔渗性好，油气富集程度高。三角洲远砂坝、湖底扇内扇主沟道砂体和漫溢砂体分选差，杂基含量高，压实作用强，因而次生孔隙发育差。

滩坝砂体原始粘土杂基含量低，分选好，石英含量高，易形成二氧化硅胶结，致使次生溶孔不甚发育。

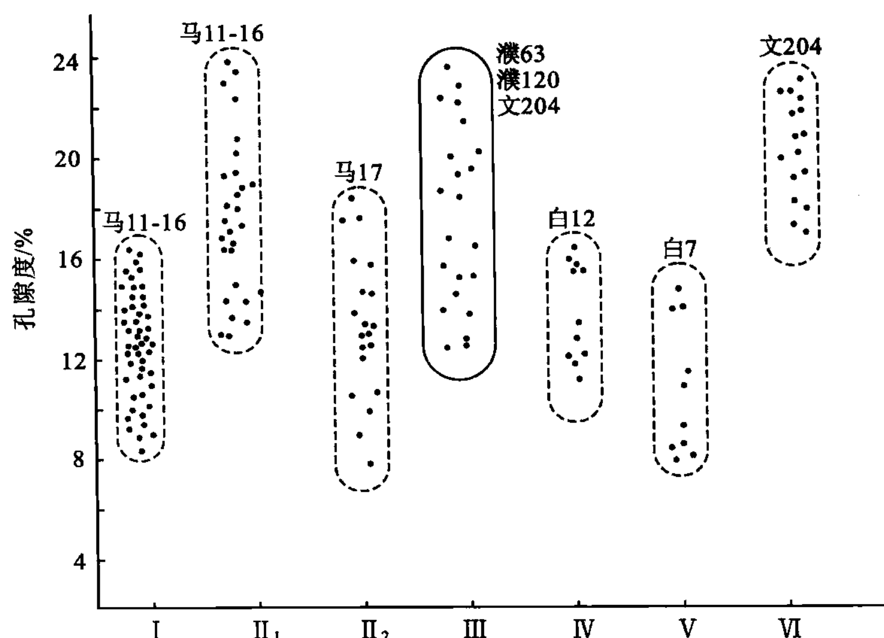


图 3-17 东濮凹陷沙三段砂体微相与孔隙度的关系

Ⅰ—上下分流河道；$Ⅱ_1$—河口坝；$Ⅱ_2$—远砂坝；Ⅲ—中扇辫状水道；Ⅳ—漫溢微相；Ⅴ—主沟道；Ⅵ—滩坝

三、生物扰动构造对成岩作用的影响

生物扰动可以改变砂岩储层的原始物性，影响着其后的成岩演化过程。中国东部中、新生代陆相湖盆地层中有十分发育的生物扰动构造，在数量上不亚于海相沉积物中的生物扰动构造，主要是垂直、倾斜及“U”形的潜穴。大者 5×1（即延伸长度 5 cm，直径近于 1 cm），3×（1.2～0.5）；小者 0.5×0.2 或 0.3×0.1。潜穴多具壁及弯曲的蹼状构造，单个分布或互相重叠。强扰动时呈迹状或斑点状。

有利于生物活动的环境多为滨浅湖及三角洲环境。滨湖地区湖水条件变化大，以滤食性生物活动为特征，形成各种“U”形潜穴和扰动构造。浅湖区上部及三角洲环境，水介质条件稳定，阳光和营养物质充足，适于生物的大量繁殖，生物不必穴居就能生存和获取食物，因而觅食迹发育，垂直、倾斜和水平潜穴均有。

方少仙等对百色盆地田东凹陷第三系扇三角洲水道砂岩储层的研究结果表明，生物扰动作用越强烈，其含油性越好。按扰动强度与含油性的关系可划分为以下三种类型：

1. 潜穴密集的强生物扰动油砂岩

这种砂岩生物潜穴密集，由于生物扰动破坏层理使砂岩构成均质层。泥质含量明显减少，平均渗透率为 $330.5\times10^{-3}\ \mu m^2$。其孔喉连通性好，为良好储层。

2. 潜穴富集的生物扰动不强的油斑粉—细砂岩

潜穴以斜交和近平行层理方向最发育，但潜穴数量较第一类少，穴径也小。潜穴部位砂粒较粗，泥质含量低，含油，其余部位为油浸。孔喉连通性中等，属较差储层。

3. 潜穴较发育的生物弱扰动的含泥质粉—细砂岩

潜穴数量少，呈零星分布，泥质含量高，仅部分潜穴内为油浸或呈小油斑。孔喉连通

性差，属差的储层。

纪友亮等在研究辽东湾盆地下第三系东营组砂岩储层时，也发现生物扰动强度与储层的物性和含油性有密切关系。根据肉眼观察，视扰动强度可分为四级(图 3-18)：Ⅰ级为弱扰动，潜穴零星分布；Ⅱ级为中等扰动，潜穴数量明显增多；Ⅲ级为强扰动，潜穴密集，互相切割重叠，甚至呈迹状；Ⅳ级为极强扰动，隐见活动遗迹，呈斑点状甚至块状。统计结果表明，砂岩储层的孔隙度和渗透率与生物扰动强度呈明显的正相关关系(图 3-19)。极强扰动及强扰动砂岩储层多为含油和饱含油储层，而中等扰动砂岩的粘土杂基含量高，含油不均，潜穴部位含油，而非潜穴部位不含油。

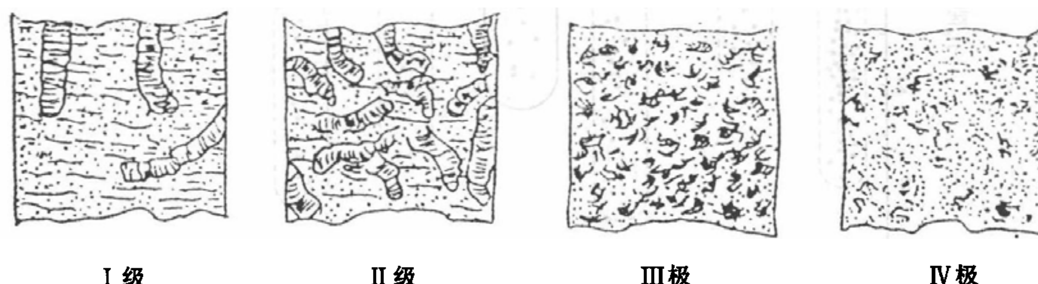


图 3-18　生物扰动强度

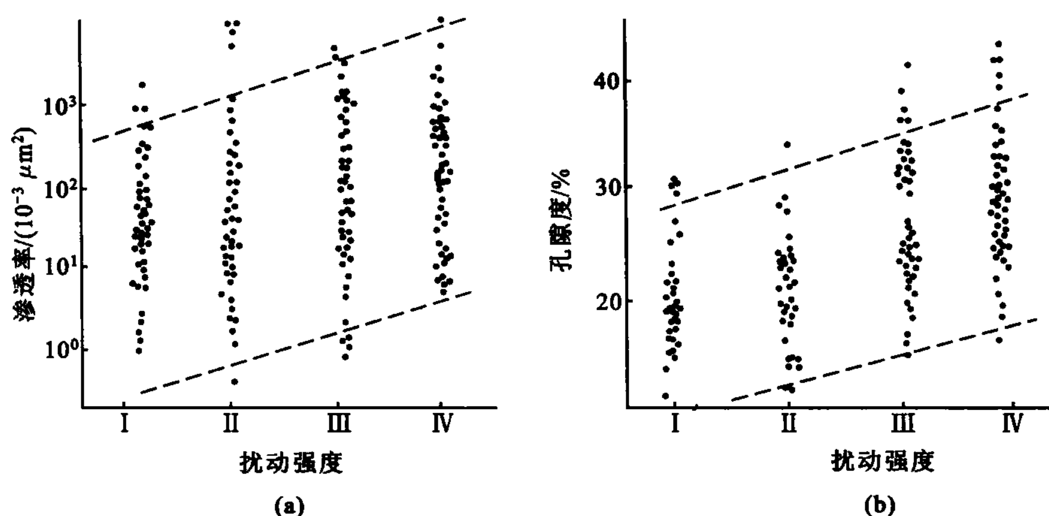


图 3-19　辽东湾盆地下第三系东营组砂岩储层生物扰动强度与物性的关系

但并不是所有的情况下，生物扰动构造都是改善储层物性和含油性的有利因素。强生物扰动砂岩，其原始物性好，有利于早期成岩水的活动；但如果在油气充填孔隙之前发生了早期胶结作用，则可形成致密储层。例如东濮凹陷下第三系沙四段砂岩储层，生物潜穴发育部位致密坚硬，胶结作用强，呈不规则的白色斑状，不含油，而未扰动部位有油浸。这是因为沙三段生油岩成熟较晚，在油气大量生成和运移之前，沙四段储层中发生了早期胶结作用，潜穴部位泥质含量少，胶结物沉淀量大，形成致密层。而未扰动部位泥质含量高，颗粒周围的泥质薄膜抑制了胶结物的沉积，故其物性保持相对较好。

四、有机质演化对成岩作用的影响

有机质演化不仅产生烃类，而且还产生 CO_2 和有机酸，图 3-20 显示了不同类型的干酪根的热演化产物。图 3-21 表示了有机质在不同的埋藏阶段 CO_2 产生的丰度。CO_2 和

有机酸对砂岩的成岩作用有重要影响。

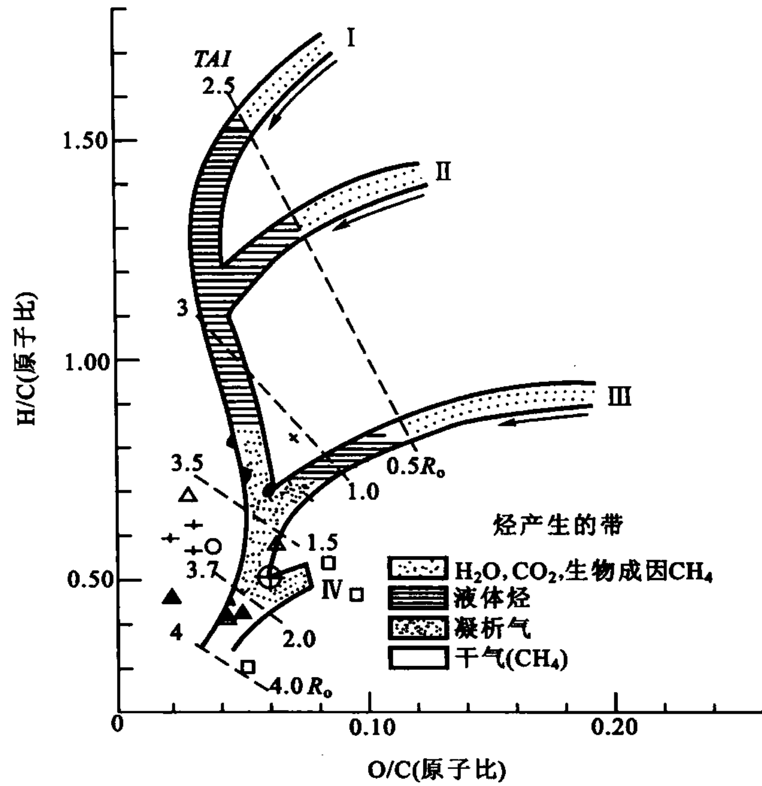


图 3-20　不同类型干酪根的热演化特点

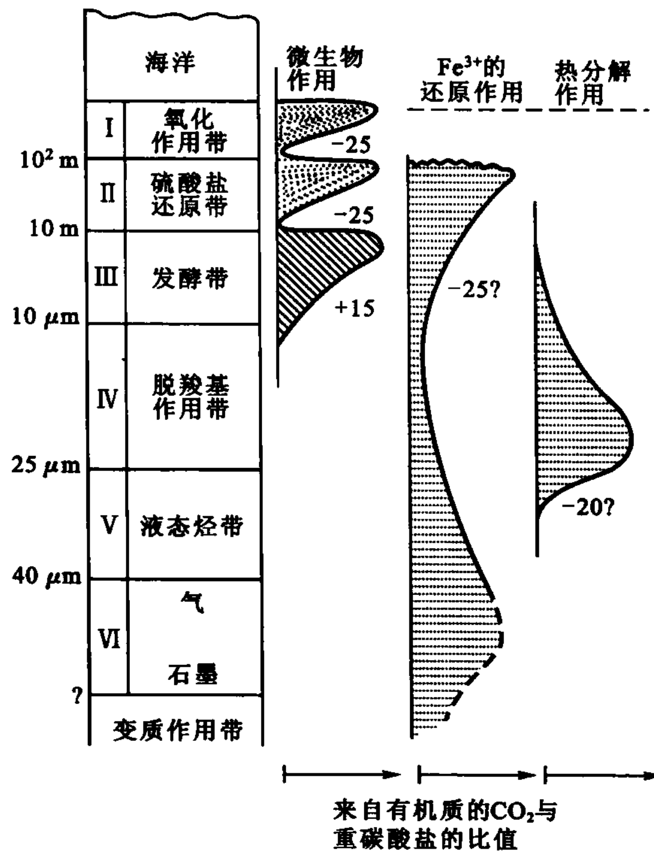
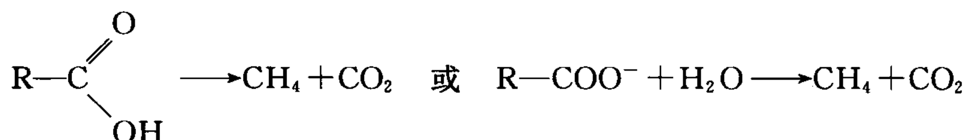


图 3-21　埋藏成岩作用阶段有机质产生的 CO_2

Schmidt 和 McDonald(1979)等认为，在成熟 A 阶段，生油岩中的有机质向烃类转化过程中会释放出大量 CO_2，使孔隙流体成为酸性流体，造成岩石骨架颗粒和胶结物的溶解。Surdam 和 Grossey(1989)的实验研究结果和实际资料表明在埋藏成岩过程中，砂岩储层的无机成岩作用与生油岩的有机质的成岩作用是密切相关的。在 80～120℃之间，泥岩中的干酪根会脱去含氧官能团，形成羧酸阴离子和酚。在加利福尼亚和得克萨斯岸湾，在 80～120℃的温度范围内，油田水中羧酸阴离子可高达 5 000 mg/L，其浓度高峰出现在 80～100℃的范围内。以上资料表明，在液态烃产生之前，这些含氧官能团便从干酪根分子结构中裂解出来，形成水溶性羧酸。羧酸的类型很多，单官能团羧酸有甲酸、醋酸、丙酸等，双官能团羧酸有草酸、丙二酸等。这些有机酸可以增加铝的活度，并形成有机络合物被带走。醋酸溶液可使铝的溶解度增加一个数量级，草酸溶液则可使铝的溶解度增加三个数量级。因此，有机质与无机质相互作用的结果可使邻近储层的铝硅酸盐颗粒和碳酸盐溶解度增加，产生溶蚀作用，促使地下次生孔隙的形成。同时有机酸对溶液的 pH 值有缓冲作用，把 pH 值控制在 5～6 之间。

Surdam 和 Grossey(1989)又指出，温度在 120～160℃之间时，羧酸阴离子将发生热脱羧作用，转变成烃类和 CO_2，使水溶液中 CO_2 的浓度提高。



$$R-C(=O)OH \longrightarrow CH_4+CO_2 \quad 或 \quad R-COO^- + H_2O \longrightarrow CH_4+CO_2$$

这个反应过程虽然降低了有机酸的浓度，但有机酸仍保持一定的丰度(图 3-22)。除对铝硅酸盐有溶蚀作用外，对溶液的 pH 值仍有缓冲作用，将 pH 值控制在 5～6 之间。此阶段 CO_2 大量生成，但 CO_2 浓度的提高并不能使 pH 值继续降低，在 pH 值不变的情况下，CO_2 浓度的提高使化学平衡向着生成碳酸盐的方向移动。因此这个阶段不仅使长石产生强烈的溶蚀作用，而且会生成大量的晚期碳酸盐胶结物沉淀。

Surdam 和 Grossey(1989)还指出，当温度大于 160℃时，有机酸基本上全部转化为 CO_2，此阶段溶液的 pH 值主要由 CO_2 控制，CO_2 浓度的提高可以使 pH 值继续降低，造成碳酸盐的溶蚀。

因此，在纵向上与有机质演化有关的次生孔隙发育带有两个，两个次生孔隙发育带之间是与有机质演化有关的高碳酸盐含量带。

东濮凹陷下第三系碎屑岩储层在纵向上出现的四个次生孔隙发育带和三个高碳酸盐含量带都与有机质的演化有关。

五、油气的聚集对成岩作用的影响

S. A. Dixon 等(1989)研究了美国南阿拉巴马州那福利特组砂岩的成岩作用与孔隙的保存。那福利特组砂岩埋深 6 096 m，孔隙度大于 20%，渗透率为 $1\ 000\times10^{-3}\ \mu m^2$，而埋藏到这个深度的其它砂岩的孔隙度大约为 6%。研究结果表明，那福利特组砂岩的孔隙度高的原因有三个：一是颗粒周围粘土薄膜的存在，抑制了石英次生加大边的发展，因为它遮挡住了结晶核心；二是烃类运移到砂岩中抑制了成岩作用的进一步进行，使得孔隙得到保存，其机理是烃类在孔隙中的聚集抑制了地层水的流动，因此阻碍了胶结物质的来源；三是超压的存在抑制了压实作用的进行。

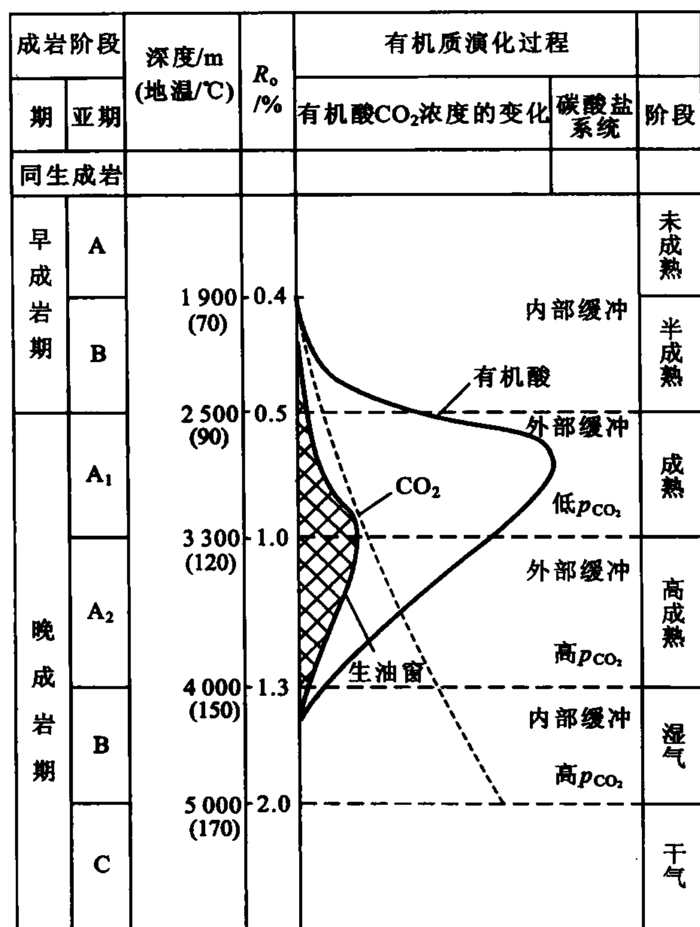


图 3-22 有机酸及 CO_2 浓度剖面图

对东濮凹陷下第三系碎屑岩储层的研究结果表明，其物性与含油性有明显的关系。对油层而言，无论砂岩的厚度大还是小，孔隙度和渗透率均高（ϕ 为 18.5%～20.9%，K 为 80×10^{-3}～178.4×10^{-3} μm^2），碳酸盐胶结物含量低（4.9%～6.7%）。而水层或干层的平均碳酸盐胶结物含量为 17.3%，因此可以认为大致 11.6%的碳酸盐胶结物是在油气聚集抑制了晚期碳酸盐胶结物后，继续沉淀的。图 3-23 反映了东濮凹陷下第三系油层及水层的碳酸盐胶结物含量与孔隙度存在的明显差别。

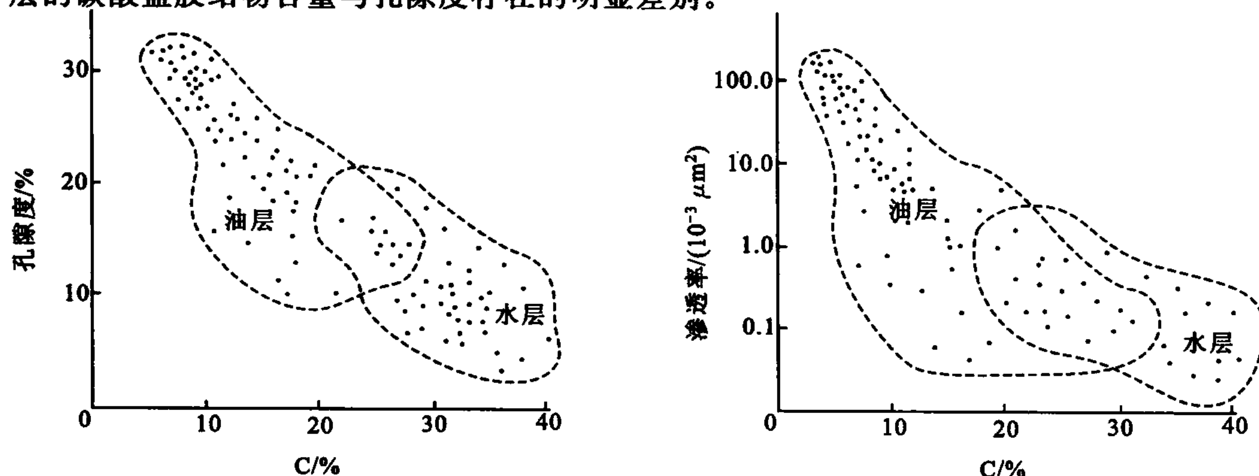


图 3-23 东濮凹陷下第三系油层及水层的碳酸盐胶结物含量与孔隙度分布

六、构造位置和断层活动对成岩作用的影响

酸性水溶解碎屑骨架组分和胶结物过程中，如无酸性水的渗流交替，则会很快地达到饱和而停止溶解，显然只能形成数量极少的次生孔隙。要形成有实际意义的大规模次生孔隙，必须有水的不断渗流和交替。沉积体中的流体运动一般有下列几种形式：

1. 上升流

流体沿渗透性单元向上或向外侧运移，是由于压实作用和粘土矿物的热脱水作用引起的。压实作用和温度是随埋深增加而增强和增高的，所以上升流是很多盆地沉积物中普遍存在的流体运移方式。上升流的作用是把深部沉积物中所溶解的组分带至浅部，并往往因温度、压力下降，溶解度降低或地化条件的变化而在一定部位的沉积物中重新沉淀下来，这一作用过程往往导致较深部位形成次生孔隙发育带，而在较浅部位形成致密带。

2. 下降流

大气水通过渗透性单元向下运移，往往发生在地形起伏大的地区。如非常靠近大山脉的阿尔伯达盆地区，那里有非常充足的动力势能，大气水沿渗透性单元向下运移直达地面以下 3 000 m 深处(Toth,1980)。此种流体运动方式往往在较浅部位形成次生孔隙发育带，而在较深部位由于溶质的再沉淀而形成致密带。下降流也是渗流带流体运动的主要形式，可形成大规模的淋滤次生孔隙带。广泛发育于不整合面或沉积间断部位的淋滤带就是由此种流体运动形成的。

3. 热对流

许多盆地中超压带的存在可能是由于非渗透性岩层的分隔，使渗透性岩层间失去了连通性，因而缺少上升流和下降流形式的流体运动。然而，由于地层中温差的存在，引起流体产生密度差，地层中的流体不可能是静止的，将以热对流的方式运动(图 3-24)。根据 J. R. Wood 的计算，在正常的地温梯度下，热对流的速度大约为 1 m/a。

如果孔隙流体与岩石基质保持化学平衡，当流体以热对流的方式穿过等温线时，必然引起物质的迁移，某些矿物，如石英的溶解度随温度的升高而升高，因此石英矿物将在热区溶解，而在冷区沉淀。而另外一些矿物，如碳酸盐的溶解度随温度的上升而降低，因此它们将在冷区溶解，而在热区沉淀。因此，热对流的作用可以引起岩石物质的不断迁移。图 3-25 反映了石英和碳酸盐矿物在热对流作用的迁移方向。

在 60～150℃之间，烃类的溶解度也随温度的升高而升高，因此，烃类的运移和聚集位置往往与石英的运移和沉淀位置一致。J. R. Wood(1984)的计算结果表明，热对流可以在很短的地质时间内，使大量的烃类以溶解状态运移到圈闭中。

4. 盐度对流

即盐度梯度引起的流动。如地下的盐丘溶解后产生盐度梯度，盐度大的卤水变重下降，而轻的上升。相反的作用也可能发生。如原来的地下卤水层，后被淡水加入，发生混合，产生盐度梯度，轻卤水上升，底部为盐度大的水所取代。

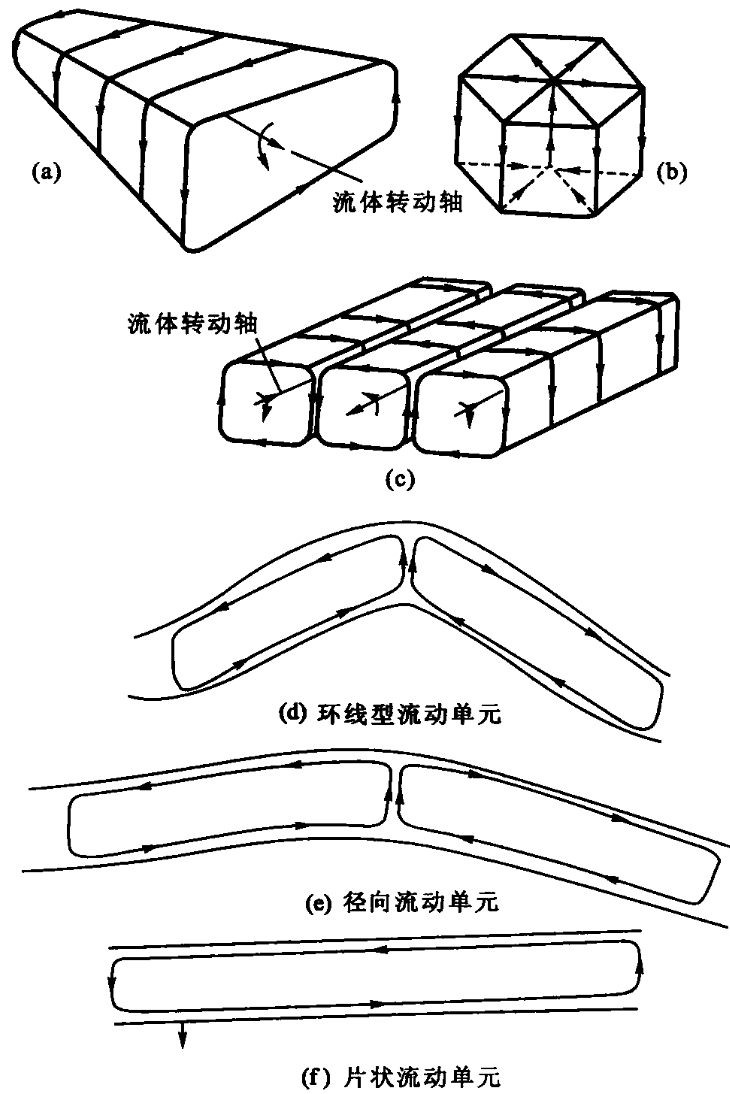


图 3-24 常见的流体的热对流方式(据 J. R. Wood,1984)

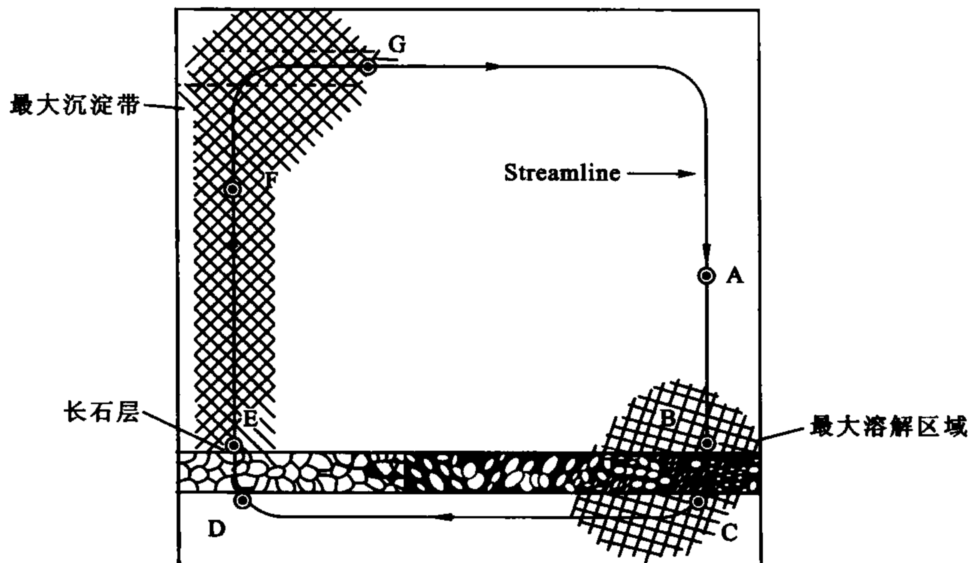


图 3-25 热对流引起的石英和碳酸盐的迁移

5. 扩散、渗透

这两种作用在成岩作用过程中，比前几种流动方式要弱得多。

一个沉积盆地中，不同深度段其流体流动方式各不相同，见图 3-26。

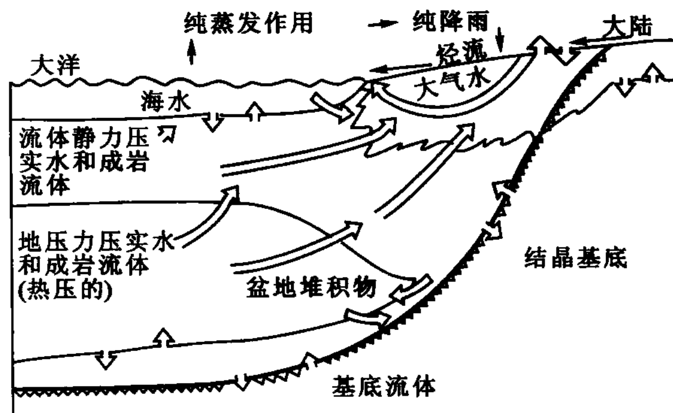


图 3-26 沉积盆地中水力机制和流体的运移路线

在浅埋藏部位，流体运动方式主要是压实作用和粘土矿物脱水作用引起的上升流(图 3-27)。有机质演化产生的羧酸和 CO_2 使流体变成酸性，酸性流体向构造高部位运移，造成构造高部位次生孔隙的发育。如盆地中央隆起带和构造斜坡带都是有利于次生孔隙发育的地区(图 3-28、图 3-29)。

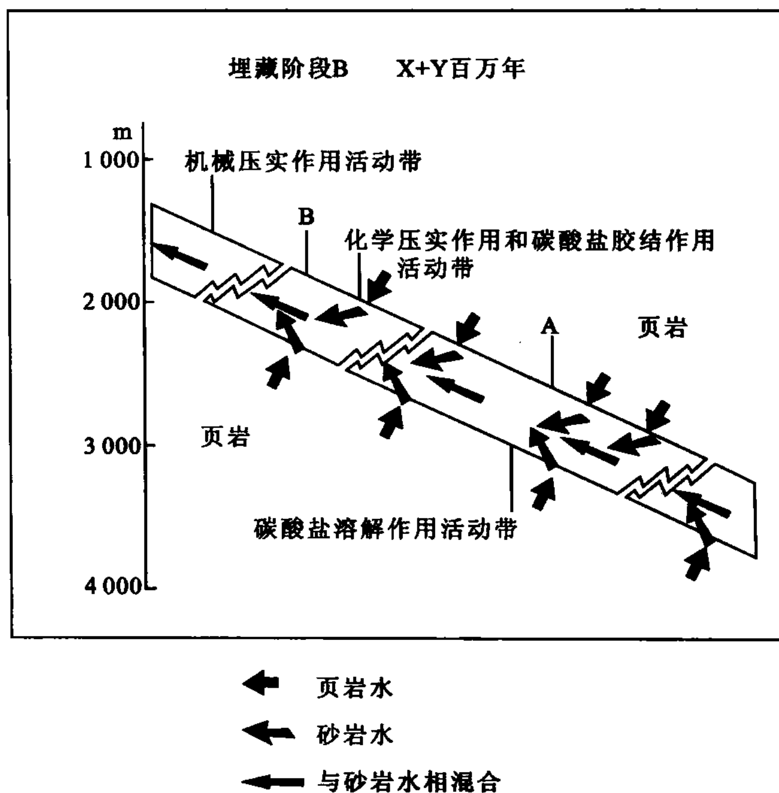


图 3-27 成岩水的流动路线与理想的砂岩序列的成岩作用活动带

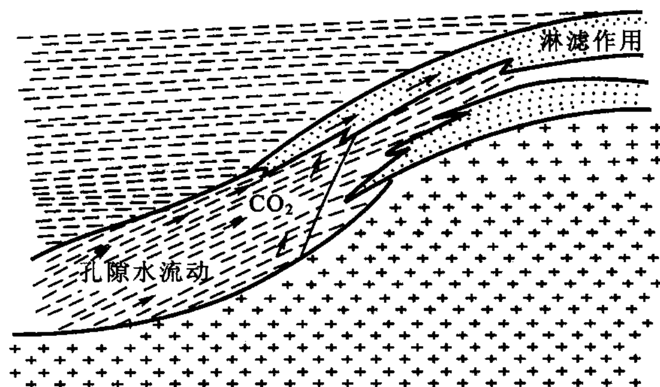


图 3-28 斜坡上退覆砂岩层中的酸性压实水流动路线
由溶解作用导致选择性孔隙的增加

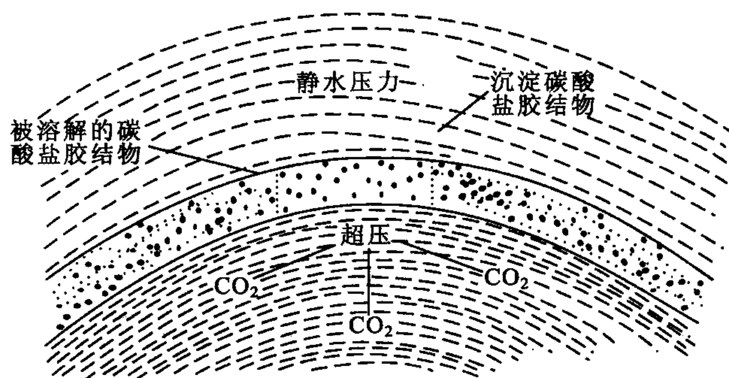


图 3-29 压实作用和(或)对流的酸性流体集中向背斜构造的
顶部流动，从而导致孔隙的局部(净)增加

在深部(>3 500 m)，成岩作用强，储层变得致密，且进入超压带，流体向构造高部位的运移受到抑制，此时流体的主要运动方式为热对流。因为热对流需要大的地层倾角，溶蚀作用往往发生在构造翼部，这种溶蚀作用是很局部的，溶蚀量也是很小的。

地层的形状及分布的差异控制着流体的热对流方式，图 3-24 显示了流体运动方式。

赫斯指出，断层的活动时期对成岩作用的结果影响很大。在胶结物大量沉淀时期的活动断层的附近形成致密胶结带。而在酸性流体大量活动时期形成的断层附近，其溶蚀作用很发育，形成次生孔隙发育带，图 3-30 反映不同的断层附近形成了致密胶结带和溶蚀带，分别形成了有利的含油层和致密遮挡层。

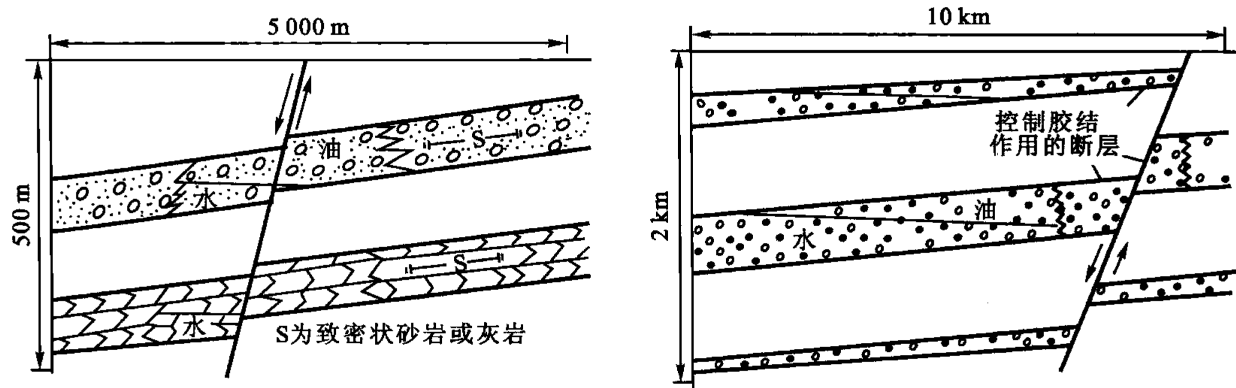


图 3-30 断层对成岩作用的影响(据赫斯)

例如，东濮凹陷马厂构造断层活动时期对储层的物性影响明显。东营组沉积前，沙三段处于早成岩阶段B期，是早期碳酸盐的大量沉淀时期，此时构造顶部的马厂断层和构造翼部的马东断层持续活动，有利于流体向上倾方向运动，造成构造顶部和翼部大量胶结物的沉淀，形成致密层。进入东营组沉积早期，沙三段的有机质成熟，生成大量羧酸和 CO_2，使地层流体成为酸性。此时构造顶部的马厂断层已停止活动，阻止了酸性流体继续向顶部运移。但马东断层仍在活动，封闭性差，流体可继续向上运移，其结果是构造翼部的马东断层附近形成次生孔隙发育带并聚集了烃类；构造顶部的马厂断层附近的早期碳酸盐胶结物未发生溶蚀，保持致密胶结带，成为油气聚集的遮挡层，见图3-31。

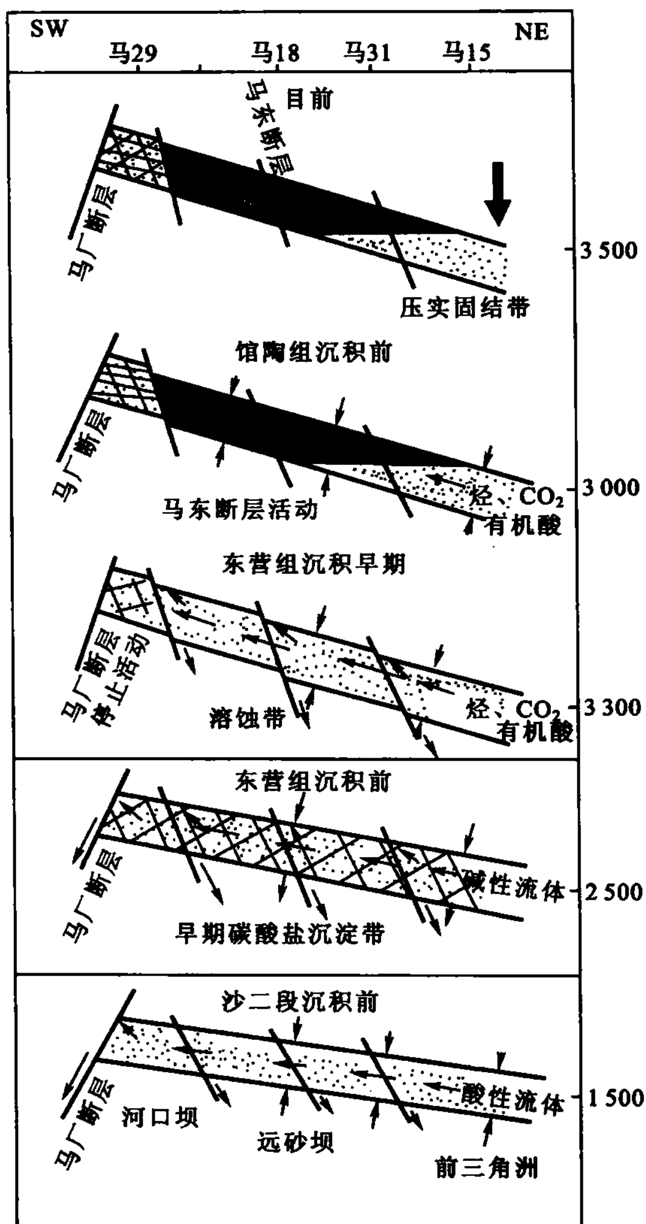


图3-31 马厂断层的活动对成岩作用的影响

七、埋藏热效应-构造应力对成岩作用的影响

1. 定义及作用方式

埋藏热效应作用指的是沉积物进入埋藏成岩作用后，在上覆岩石载荷、盆地热流的作用下使岩石体积逐渐发生变化的作用过程。改变岩石体积的主要作用为上覆岩石载荷引起的机械压实作用、盆地热流引起的热压实作用、盆地流体引起的流体压实效应以及各种胶结(交代)作用和溶蚀作用(寿建峰，2005)。

埋藏热效应可以进一步分为连续型埋藏热效应和非连续型埋藏热效应。非连续型埋藏热效应与成岩作用的关系见图3-32。

埋藏热效应-构造应力作用指的是砂岩在经受埋藏热效应成岩作用的过程中，还受到了构造应力作用的控制，它既影响砂岩的成岩作用，也可以改变砂岩的储集空间类型。因此，该类型是在内地质动力和盆外或盆外传递于盆内的外地质动力的共同作用下形成的，其形成和演化比埋藏热效应成因类型更复杂。

埋藏热效应-构造应力成因类型的砂岩孔隙度可用下式表示：

$$\phi=f(TM,Pf,Fst,Cm,Di)$$

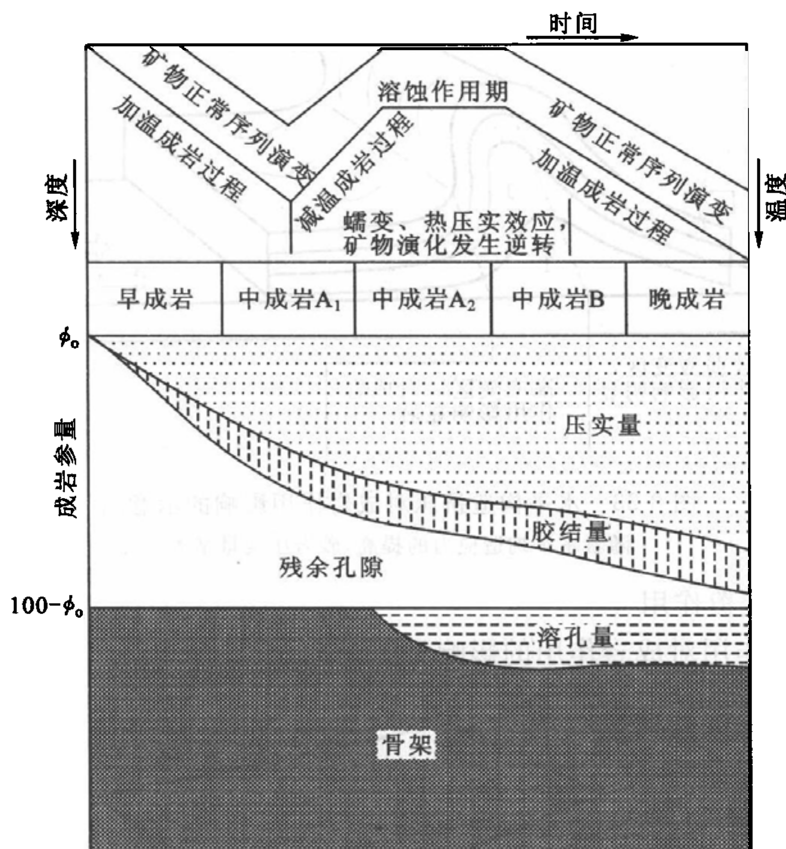


图 3-32　非连续型埋藏热效应与成岩作用的关系

式中　TM——砂岩热成熟度；

Cm——胶结减孔量；

Di——溶孔增量；

Pf——地层流体作用；

Fst——构造应力作用。

该作用的影响因素除了埋藏热效应因素外，还增加了构造应力的影响。在我国中西部的含油气盆地中，只要有构造应力作用，就会不同程度地产生对成岩作用的影响，其作用方式可以是多种多样的。目前认识到的构造应力对成岩作用的影响主要表现为三种作用方式：

(1) 水平构造变形作用

水平构造变形作用引起的侧向挤压作用(图 3-33)，对砂岩成岩作用的影响程度主要取决于侧向挤压应力的大小、挤压作用发生时砂岩所处的热成熟度。侧向挤压应力越强，则砂岩的压实减孔量越大，平均意义上的作用效应为每增加 1.0 MPa 的水平构造应力可使孔隙度降低 0.105 1%。但发生挤压作用时，其影响程度随着砂岩所处的热成熟度降低而增强。

该作用方式是我国西部挤压盆地中最常见的类型，主要见于盆地边缘的水平构造变形带，如构造逆冲推覆挤压带、走滑变形带和旋扭变形带等，也见于局部构造的应变集中带。

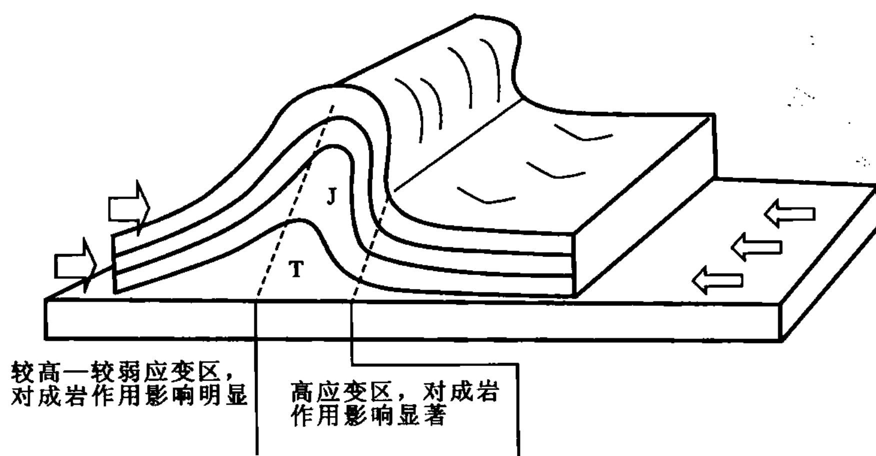


图 3-33　水平构造挤压对成岩作用影响的示意图

随着水平构造应力的提高，砂岩压实量增大

(2) 构造滑脱推覆作用

构造滑脱推覆作用对成岩作用的影响见图 3-34。

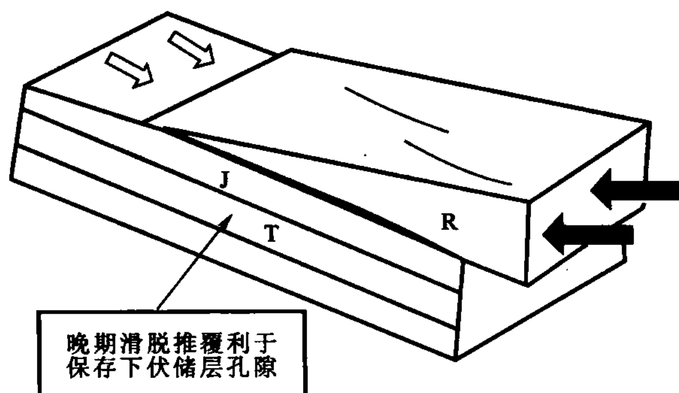


图 3-34　构造滑脱推覆对成岩作用的影响

当岩体沿滑脱面发生推覆滑动时，作用于岩体上的构造应力主要消耗于推覆体的滑移上，而对推覆体本身的孔隙体积的改变影响较小。但岩体的推覆作用对下伏砂岩的孔隙演化可以产生影响。它对成岩作用影响的机制类似于热演化轨迹，即构造推覆体在相对短的时间内加载于埋藏曲线上，从而改变砂岩的热演化轨迹。此外，在发生构造推覆作用时，会产生构造摩擦热，根据对塔里木盆地地表定向样品所测定的古应力最大为 100～150 MPa 推算，构造摩擦热的升温最大约 3.0～6.0℃，它相当于地温梯度为 2.0℃/100 m 时的 150～300 m 埋藏深度的成岩效应。这在实际分析中可忽略不计。

构造滑脱推覆作用见于我国西部地区的挤压型盆地中，分布较广，并且主要为晚期构造滑脱推覆作用，如吐哈盆地的七克台—火焰山构造推覆带、准噶尔盆地南缘大型推覆带、酒泉盆地青西凹陷西部大型推覆带等。从推覆作用的时间分析，这些晚期构造推覆作用对于相同深度(或确切地说为相同热成熟度)的砂岩储层而言是有利于保存孔隙的。如吐哈盆地的东湖 1 井在深度达 3 700～3 800 m 时，其孔隙度大于连续型埋藏地区的砂岩孔隙度，其原因就在于该井晚期发生了构造推覆作用。

(3) 基底块断隆升作用

基底块断隆升有可能产生对上覆岩层的挤压变形作用，从而引起砂岩压实减孔量的增加，使储层物性变差。在盆地演化过程中，基底的活动既可以表现为沉降，也可以有隆升作用。在基底隆升过程中，沿基底断块向上会产生挤压应力、剪切应力和拉张应力等三个应力分布带。从下往上分别为不可逆挤压带、塑性变形带和扩张带(图 3-35)。据田吉兹油田的资料(张厚福，1999)，不可逆挤压带厚 4 000 m，塑性变形带厚约4 800 m。这两个带产生的构造挤压应力的大小与基底表面的距离有关，离基底表面的距离越小，则挤压应力越大，对成岩压实的影响越强。扩张带厚 4 000 m，该带挤压应力的影响已消失，而表现为扩张应力和剪切应力。这种类型的构造变形方式的分布范围应当比较广，在各类盆地中都可以发生，但目前对其影响程度尚有待认识。

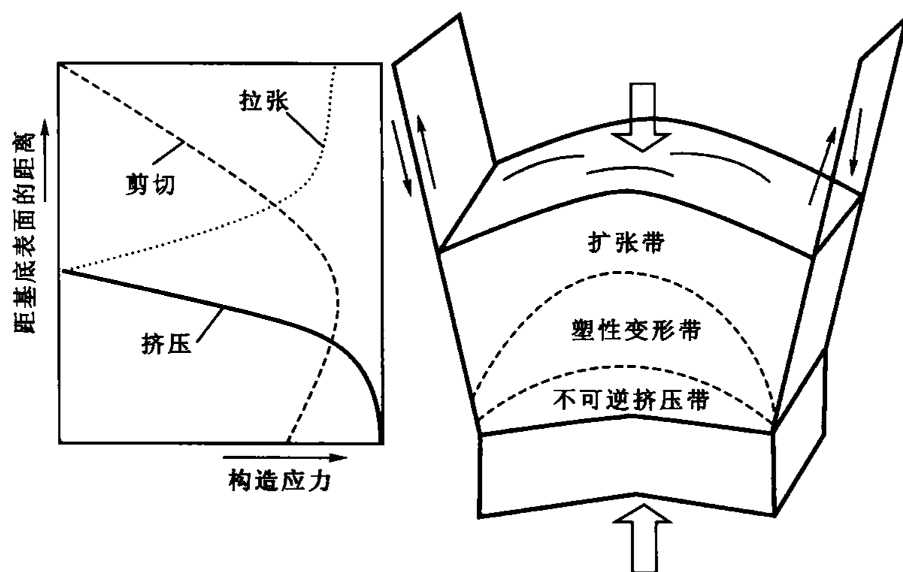


图 3-35　基底断块对上覆岩石的挤压变形作用分带及构造应力的变化

2. 埋藏热效应-构造应力作用引起的成岩演化特点

(1) 演化阶段的突变性和阶递性

埋藏热效应-构造应力作用引起的成岩演化序列的特点是突变性和阶递性，与埋藏热效应作用形成鲜明的对比。相对于埋藏热效应成岩作用的演化过程而言，由构造变形引起的成岩作用是在较短时间内完成的。如在库车坳陷，对侏罗系砂岩成岩作用产生明显影响的构造变形作用就有三期，即白垩纪末、中新世和上新世(刘本培，1996)，尤其是新近纪(距今约 23 Ma)以来，就产生了两期重要的构造变形作用(图 3-36)。每一次构造变形都可以对砂岩的成岩作用产生明显影响，而使成岩作用呈现为突变性和阶递性(图 3-37)。由于构造变形作用(除了推覆滑脱作用外)主要表现为使岩石孔隙体积发生收缩的物理作用，因此，该类型成岩作用的突变性主要体现在成岩压实作用上，每一次构造形变都使成岩压实作用在较短时间内产生突变。多次构造形变就会出现多个成岩压实作用的突变性。由于我国西部盆地中、新生代的构造侧向挤压作用由早到晚是逐渐增大的，从而使压实作用呈现依次增强的阶递性。

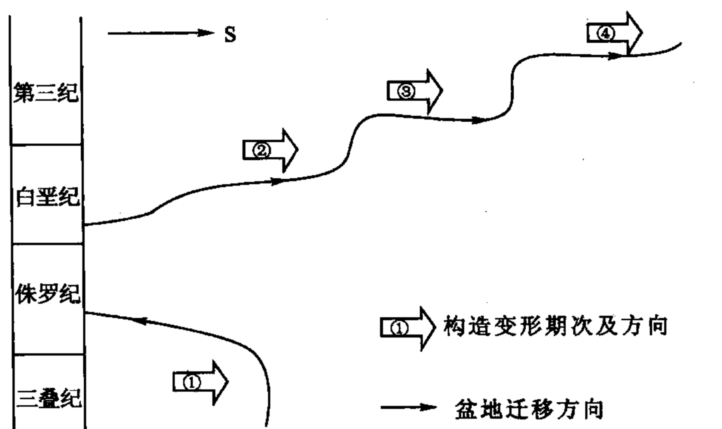


图 3-36 库车坳陷构造变形期次及运动方向(据刘本培,1996,略修改)

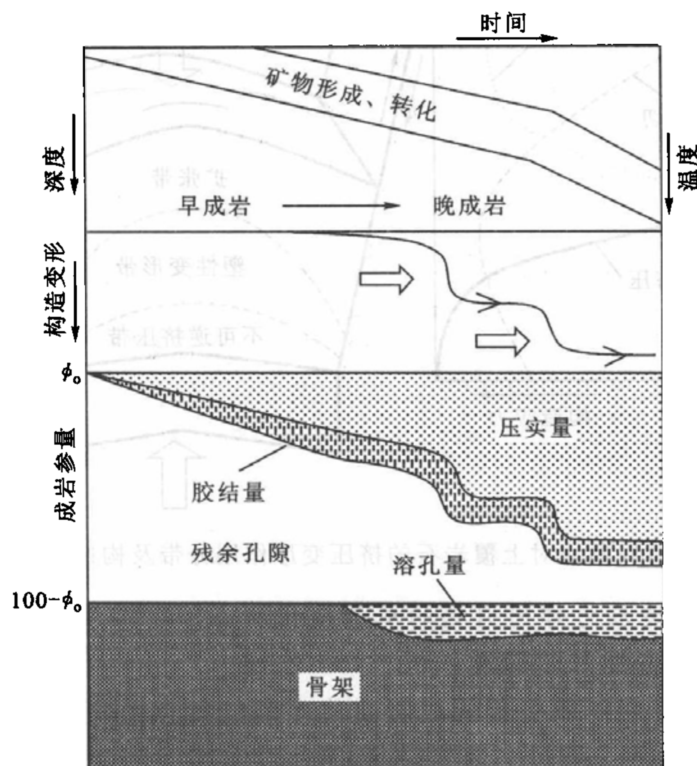


图 3-37 埋藏热效应-构造应力成因类型(水平挤压构造)成岩演化的突变性和阶递性

(2) 演化过程的复杂性

由埋藏热效应和构造应力的各自作用方式,将埋藏热效应-构造应力作用划分为多种组合方式,其成岩演化过程也较埋藏热效应更复杂。目前认识到的成因类型主要有四种亚类(图 3-38):① 连续埋藏-侧向挤压亚型(图 3-38a),埋藏热效应呈连续埋藏型式,期间曾受到一次或多次水平侧向挤压作用。矿物的形成、转化和溶蚀受控于埋藏热效应,而成岩压实作用除了受控于上覆岩石载荷的机械压实、地温场引起的热压实和流体作用引起的流体压实效应外,还有构造侧向应力引起的构造压实。如塔里木盆地的库车坳陷和塔西南坳陷以及吐哈盆地的觉罗塔克和博格达山前的逆冲挤压带。② 抬升剥蚀-侧向挤压亚型(图 3-38b),埋藏热效应呈抬升剥蚀埋藏型式,期间曾受到一次或多次水平侧向挤压作用。在抬升剥蚀期间,可受到大气水的淋滤溶蚀作用,形成较发育的次生孔隙,还可产生某些矿物的逆向转化(如前所述)。在随后的埋藏过程中还可产生矿物的形成和转化作

用。在我国，水平侧向挤压作用一般发生于抬升剥蚀期间以及随后的埋藏成岩过程。该类型的成岩演化过程要更复杂些，经历了加温成岩过程、减温成岩过程、剥蚀淋溶过程、再次加温成岩过程和构造挤压变形过程等。目前的砂岩成岩作用特征和孔隙保存状况是上述众多过程的综合反映。因此，研究每个演化阶段的特征以及对成岩和成孔的影响是十分必要的。柴达木盆地北缘西段侏罗系和吐哈盆地的艾参 1 井类似于该成因类型。

③ 古深埋-侧向挤压亚型（图 3-38c），埋藏热效应呈古深埋型式，期间曾受到一次或多次水平构造挤压作用。该类型的成岩演化过程经历了深埋加温成岩过程和抬升减温成岩过程。在我国，水平构造挤压一般发生于抬升减温成岩过程。加温成岩过程的成岩作用受控于连续型埋藏热效应成岩作用，而减温成岩过程的成岩作用既有化学成岩作用，也有蠕变和热压实效应及水平构造挤压的影响。砂岩的储集性质主要受控于古深埋的幅度和发生古深埋的时间以及水平构造挤压应力的大小。吐哈盆地哈密坳陷类似于该成因类型。

④ 连续埋藏-构造推覆滑脱亚型（图 3-38d），埋藏热效应为连续埋藏型式，期间曾受到一次或多次构造推覆滑脱作用并对下伏砂岩的成岩作用产生影响。矿物的形成、转化和溶蚀受控于埋藏热效应，而成岩压实作用除受控于上覆岩石载荷的机械压实、地温场的热压实和构造推覆体本身的负荷引起的静岩压力外，构造推覆滑脱作用对下伏砂岩的压实作用产生明显的影响。

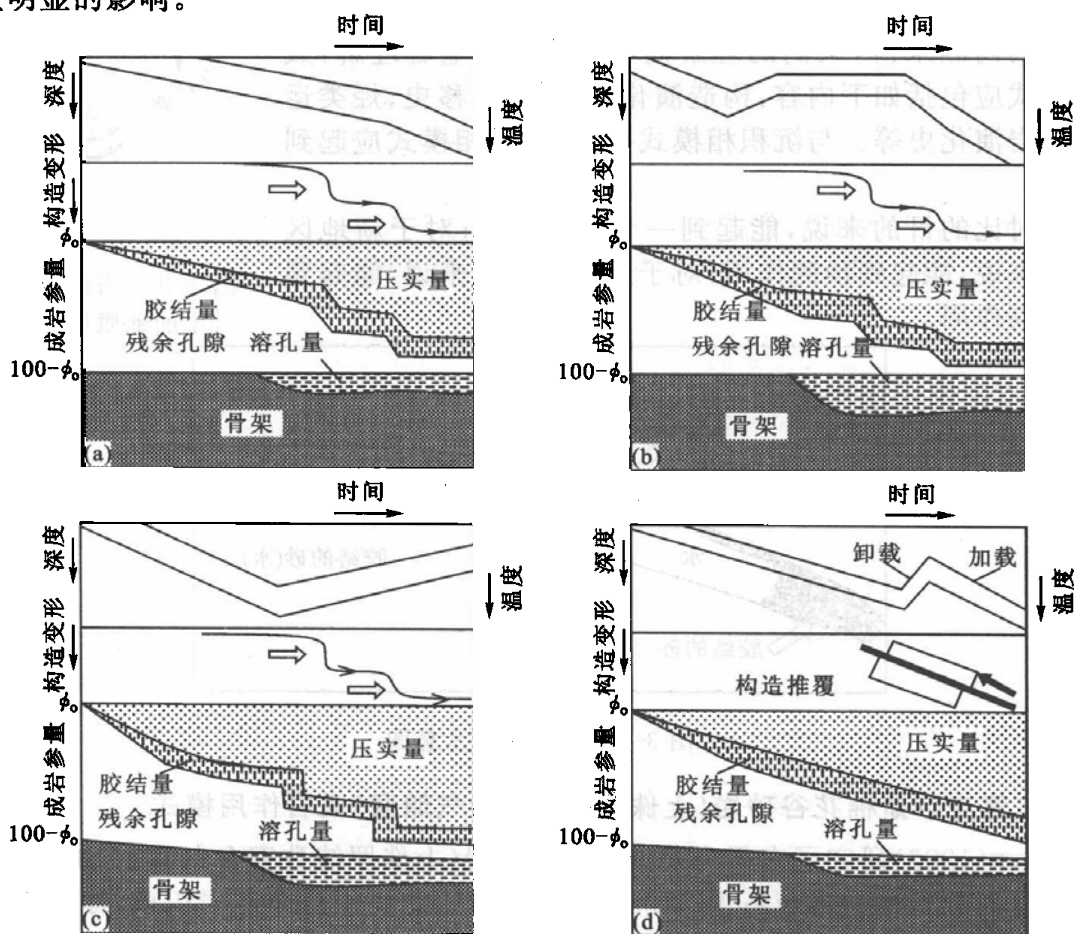


图 3-38 埋藏热效应-构造应力成因亚类划分示意图

(a) 连续埋藏-侧向挤压亚型；(b) 抬升剥蚀-侧向挤压亚型；
(c) 古深埋-侧向挤压亚型；(d) 连续埋藏-构造推覆滑脱亚型

第五节 成岩演化模式

在研究成岩作用影响因素的基础上，总结成岩演化模式，预测有利孔隙发育带是储层成岩作用研究的最终目的。

在寻找、勘探石油过程以及石油生产管理方面，人们最早注意的是构造研究，然后是岩相分析，以便了解从沉积相到成岩相之间的变化(图 3-39)。通过成岩相和成岩作用演变的研究，寻找出有利的构造部位上的有利砂体的高孔隙发育带，这是最关键的，这就要求总结成岩作用模式。另外不利构造部位的砂体也可以形成成岩圈闭(图 3-40)，成岩圈闭的预测也是成岩模式研究的内容。

目前已有不少学者提出了各自的成岩作用模式，如大气淡水成岩模式、冷水成岩模式、深层卤水成岩模式等。但就成岩作用模式的内涵来讲，人们的理解尚不一致。就笔者理解，成岩演化模式应包括如下内容：构造演化史、流体运移史、烃类运聚史及成岩演化史等。与沉积相模式类似，成岩相模式应起到如下作用：

对于对比的目的来说，能起到一个标准作用；对于新地区(或层系)来说，能起到预测作用；对于进一步研究来说，能起到提纲和指南作用。

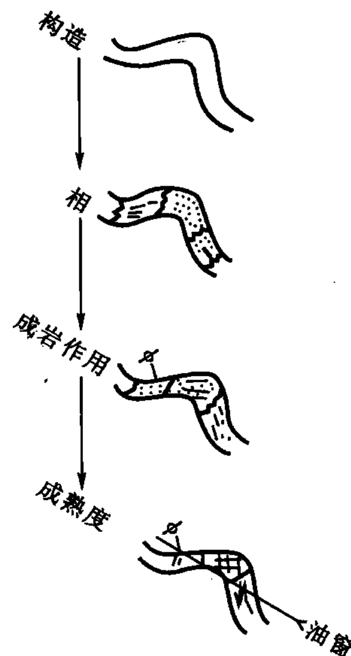


图 3-39 石油地质研究中的地质思想进展

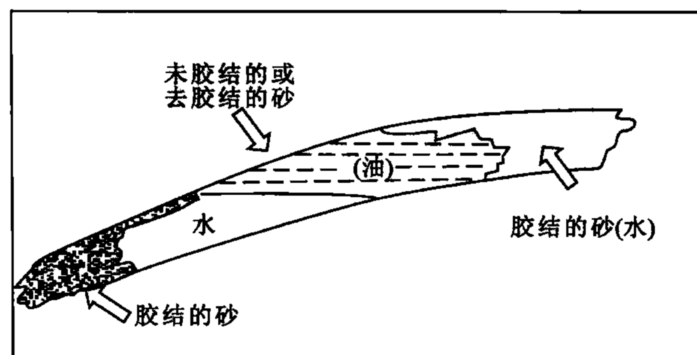


图 3-40 成岩圈闭示意图

一、东得克萨斯棉花谷砂岩(上侏罗统致密含气储层)成岩作用模式

Wescott(1983)研究了东得克萨斯棉花谷砂岩(上侏罗统致密含气储层)的成岩作用。棉花谷砂岩的沉积相为障壁岛-泻湖沉积体系。障壁岛亚相由净砂岩组成，原始结构分选良好，成分纯净，富含石英，具较高孔渗性；滨面以下及障壁后沉积物富含粘土杂基，原始孔隙度低。但在埋藏成岩过程中，高能环境的净砂岩具有石英次生加大的良好条件，并且也可以很早地被方解石胶结，而低能环境形成的粉—细砂岩，由于含有一定数量的粘土杂

基，反而抑制了石英和方解石的胶结作用。棉花谷砂岩的勘探结果证实，具有良好原生孔隙和渗透性的净砂岩变成了差的储层；富含粘土杂基(15%左右)的杂砂岩，原生孔隙度和渗透率低的砂岩反而变成了比较好的储层，其孔隙的增加是由埋藏成岩作用过程中杂砂岩中的斑状早期方解石胶结物，后期受到溶蚀作用又得以保存下来所致(图 3-41)。

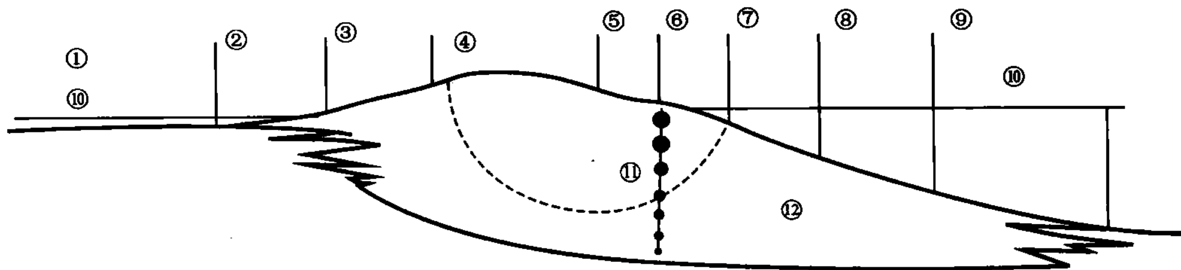


图 3-41 概括性的障壁岛沉积及成岩模式

① 泻湖；② 冲溢三角洲；③ 障壁岛后；④ 沙丘；⑤ 滨后；⑥ 前滨；⑦ 上部滨面；⑧ 中部滨面；⑨ 下部滨面；⑩ 中等海平面；⑪ 高原始孔隙度及渗透率带；⑫ 低原始孔隙度及渗透率带

二、大气水埋藏成岩作用模式

得克萨斯阿那达科盆地莫比蒂油田的宾夕法尼亚系长石砂岩，沉积在南阿那达科盆地浅水陆棚上的扇三角洲环境中。该砂岩的矿物特征说明其物源来自于阿玛瑞劳隆起的花岗岩和花岗闪长岩。有些扇三角洲朵叶的端缘受到了海洋营力的改造作用，导致碳酸盐化石碎片及鲕粒与陆源碎屑相混杂。所以，这种被海洋改造的远端砂岩成岩史及其储集性能就不同于未被改造的较近端砂岩。

来自于阿玛瑞劳隆起上的大气流体引起了莫比蒂油田宾夕法尼亚系长石砂岩的成岩作用(图 3-42)。

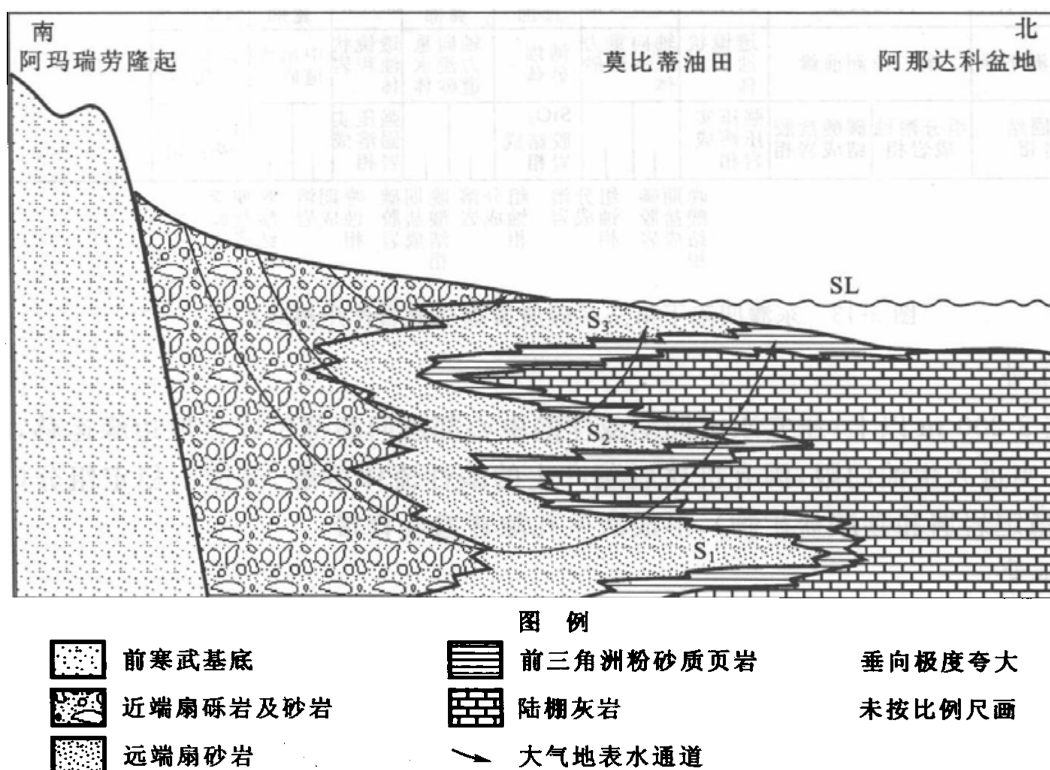


图 3-42 S_3 砂岩沉积期间大气水流入刚埋藏的莫比蒂 S_1 和 S_2 砂岩的模式

实线代表来自阿玛瑞劳隆起附近补给区的水的可能流动路线

在早期的大气流体埋藏环境期间，在被改造了的远端扇砂岩中有贫铁方解石亮晶沉淀。多数未经改造的砂岩中缺乏 $CaCO_3$ 的内部来源，其最早期的胶结物为孔隙里的自生绿泥石。淡水环境中文石的溶解使改造的砂岩里产生铸模孔隙，改善了储层的物性。

三、中国东部断陷湖盆碎屑岩储层成岩作用综合模式

其成岩模式见图 3-43。

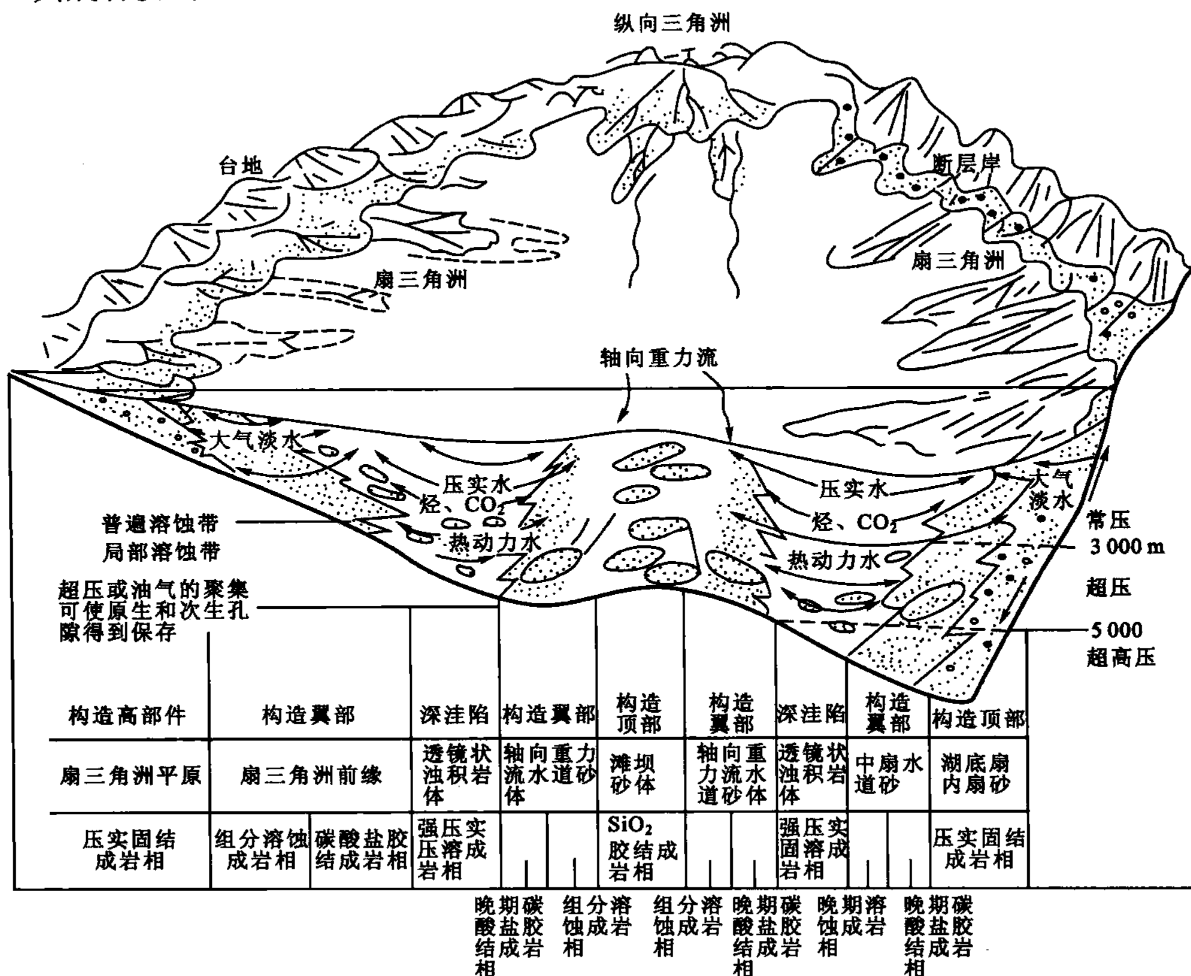


图 3-43　东濮凹陷下第三系碎屑岩综合成岩作用模式图

1. 常压带

埋深在 3 200 m 以上，压实水由凹陷或洼陷中心部位向高部位或盆地边缘运移，流体流动流畅。当进入生油门限，因有机质脱羧产生的酸性流体溶解、溶蚀不稳定组分（主要是长石、不稳定岩屑和碳酸盐矿物），形成次生孔隙普遍发育带。

2. 超压带

埋深 3 000～5 000 m，压实水和热动力水的上述运动受到限制，流体流动方式为热对流。热对流需要地层倾角大，因此溶蚀作用主要发生在构造翼部、斜坡带和中央隆起带两侧，但形成的次生孔隙发育带较局限。

3. 超高压带

埋深＞5 000 m，原生和次生孔隙均达到不可压缩的极限状态。所见到的孔隙多为由于油气的聚集而保留下来的原生孔隙或次生孔隙。这种深度下的高孔渗带主要分布在古

隆起高点或古圈闭处。

4. 构造缓坡带和古隆起顶部

由于抬升作用易遭受剥蚀、风化、淋滤作用，经受大气淡水成岩作用，产生高溶孔发育带。

四、不同地温场盆地碎屑岩储层成岩演化模式

不同的盆地，储层的埋深相同，但若地温场不同，经历的埋深不同，则储层的储集特性有明显的区别。朱国华等根据不同沉积盆地地温梯度的高低划分出三种地温场，总结出了三种不同地温场的成岩演化模式。

1. 高地温场、深埋期长的储层成岩演化模式

浙皖边境长兴—广德地区煤山向斜二叠系龙潭组砂岩属海陆交互相的河道砂体和河口坝砂体，厚 200 m 左右。是一套成分成熟度较高的石英砂岩，具较高的结构成熟度，泥质杂基含量仅 1%～2%，但成岩作用十分强烈，特别是石英再生长特别发育，再生石英含量达 6%～12%。龙潭组砂岩经强烈成岩作用改造后变得十分致密，孔隙度下降到小于 6%，绝大多数砂岩的渗透率小于 $0.1\times10^{-3}\ \mu m^2$。只有一些抗压能力最强的中—粗粒级以上砂岩仍保留较多孔隙。

该区地温场较高，地温梯度达 3.64℃/100 m，储层深埋发生在中侏罗世末。龙潭组底部经历埋深大于 1 500 m，地温高于 70℃的时间长达 160 Ma；经历埋深大于 2 000 m，地温高于 90℃的时间也长达 55 Ma(图 3-44)。由于地温梯度高和储层深埋过程长，所以龙潭组恢复后的最大埋深虽仅 2 500 m 左右，但其 R_o 值已达 0.85%～0.94%，达到了较高的热成熟度，已达晚成岩 A 亚期晚期。加之煤系地层中的砂岩储层具有化学成岩作用十分强烈的特征，石英再生长十分强烈，导致这套成分和结构成熟度均较高的石英砂岩成了极低孔、低渗的储层。其成岩、孔隙演化特征和模式如图 3-44 所示。其最主要的特点是：显示了石英砂岩抗机械压实的能力较强，主要发生于早成岩期的机械压实作用所减少的孔隙度为 13.1%，相对较少。而主要发生在早成岩 B 期至晚成岩期的压溶作用和石英再生长作用对孔隙度的破坏十分强烈，使孔隙度下降了 14.08%，以硅酸盐颗粒溶解而成的次生孔隙不发育(图 3-44、表 3-5)，仅使孔隙度略有回升。

表 3-5 孔隙演化和成岩作用对孔隙的改造

地区、盆地	原始孔隙度/%	压实、压溶损失孔隙度/%	自生矿物胶结损失孔隙度/%	溶解作用增加孔隙度/%	现今孔隙度/%
浙皖长兴—广德地区煤山向斜	36.60	19.98	7.2	0.78	10.20
鄂尔多斯盆地陕北地区	35.00	17.52	10.39	5.85	12.94
塔里木盆地塔北构造带	36.65	21.40	1.12	5.01	19.14

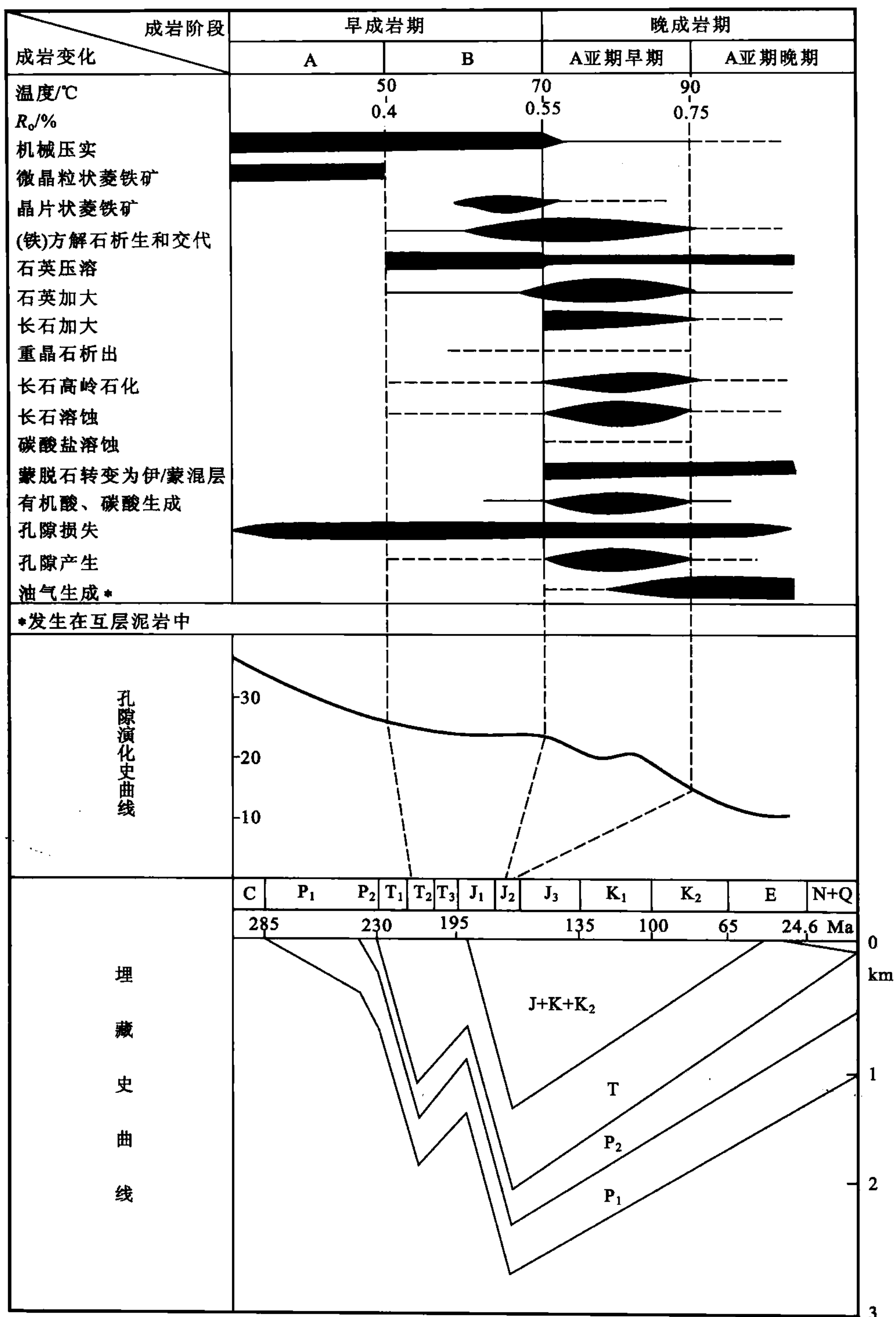


图 3-44 高地温场储层成岩演化模式

2. 中等地温场、深埋期长的储层成岩演化模式

鄂尔多斯盆地陕北地区的上三叠统延长组长$_6$砂组属陆相河流三角洲体系沉积，厚120 m左右，是一套成分成熟度低的长石细砂岩和粉—细砂岩。具结构成熟度较高的特点，含泥质杂基和碎屑云母5%～10%，自生绿泥石构成了碎屑颗粒的包膜。长$_6$砂岩成岩作用强烈，储层物性差。压实、压溶是破坏孔隙的主要因素，次为石英、长石再生长和碳酸盐及浊沸石的胶结作用。储层经强烈成岩变化后，孔隙度下降到7%～9%，渗透率小于$1\times10^{-3}\ \mu m^2$，只有那些浊沸石强烈溶解后以次生孔隙为主的砂岩的孔隙度可达12%～15%(平均12.94%)，渗透率可达$(3\sim5)\times10^{-3}\ \mu m^2$。

长$_6$砂岩储层的现今埋深仅100～1 200 m，经恢复后的最大埋深也仅2 860 m，但由于地温梯度较高(2.9℃/100 m)，储层深埋期长，深埋发生在早白垩世，储层经历埋深大于1 500 m和地温高于57℃的时间长达130 Ma；经历埋深大于2 000 m和地温高于70℃的时间也长达65 Ma(图3-45)。由于地温梯度较高和储层深埋过程长，所以长$_6$砂岩的最大埋深虽仅2 860 m，但其R_o值已达0.8%～1.0%(平均0.84%)，达到了较高的热成熟度，已达晚成岩A亚期晚期，导致长$_6$砂岩成为低孔、低渗储层。最主要的特征是：压实、压溶和浊沸石胶结作用强烈；主要发生在晚成岩A亚期早期的浊沸石溶蚀作用，形成了大量次生孔隙(图3-45、表3-5)，浊沸石溶孔占孔隙总量的39.8%，占面孔率的69.0%，使已成为极低孔、渗的长$_6$砂岩储层的物性得到显著改善(图3-45、表3-5)。

3. 低地温场、深埋期短的储层成岩演化模式

塔里木盆地塔北构造带的三叠系砂岩储层属湖盆扇三角洲水下河道沉积，是一套厚达200余米的成分成熟度低的岩屑粗、中、细砂岩，砾状砂岩和砂砾岩，夹少量长石岩屑砂岩，分选不一，但均具有杂基含量低(小于2%)的特点。本区三叠系储层较疏松，物性良好；成岩作用较弱，机械压实已较强，但压溶不强烈；硅酸盐颗粒强烈溶蚀并沉淀出大量高岭石和少量石英；原生粒间孔构成了对渗流起主导作用的高面孔率的主体，硅酸盐颗粒溶孔也相当发育。

三叠系储层的现今埋深已达4 700～5 000 m，但由于地温梯度低(2℃/100 m)和特殊的埋藏史(图3-46)，自三叠纪末直至早第三纪末的200 Ma这一漫长时期，三叠系储层一直处于埋深小于1 500 m和地温低于50℃的低压、低温成岩环境。经历深埋和较高地温的时间极短暂，主要发生在第三纪，特别是上新世以来的约4 Ma的短暂区间内(图3-46)。R_o值仅达0.6%左右也充分证明这套储层的热成熟度并不高，至今仍处于中成岩A亚期的早期，且刚开始进入中成岩A亚期的晚期，对孔隙保存有利。其成岩、孔隙演化特征和模式如图3-46。其主要特征是：储层长期处于早成岩期，直至早第三纪末，只是到了晚第三纪才开始进入晚成岩A亚期；压实作用是导致孔隙度下降的最主要因素，至早成岩期末原生孔隙度已下降至15.25%，晚成岩A亚期早期产生了较多次生孔隙使孔隙度明显回升，达到19.14%(图3-46)。成为国内外迄今罕见的深埋优质储层。

综上所述，热成熟度和埋藏史对储层的成岩变化和孔隙演化有十分重要的控制作用。建立多种不同地温场和埋藏史的储层成岩和孔隙演化模式对于预测储层性质的优劣具有重要意义。

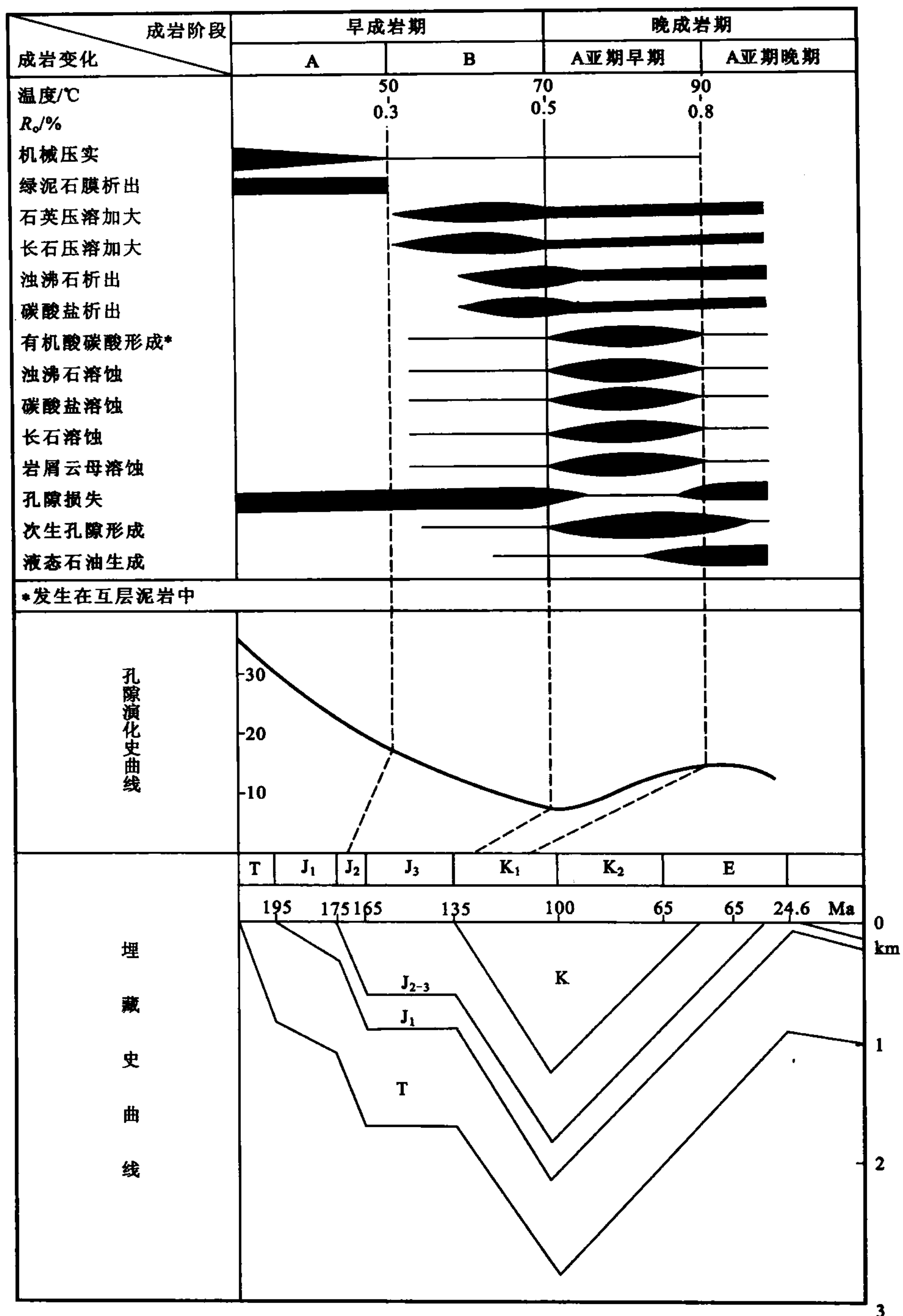


图 3-45　中地温场储层成岩演化模式

五、不同成岩环境下的成岩作用模式

相同原始成分的砂岩，即使处于相同的埋藏成岩作用阶段，由于所经历的成岩环境不

同，所发生的成岩作用序列和成岩事件也都不同，所以最终的成岩作用结果及储层性质不同。图 3-47 为石英砂屑岩的埋藏成岩作用示意图，该图反映的成岩顺序是：

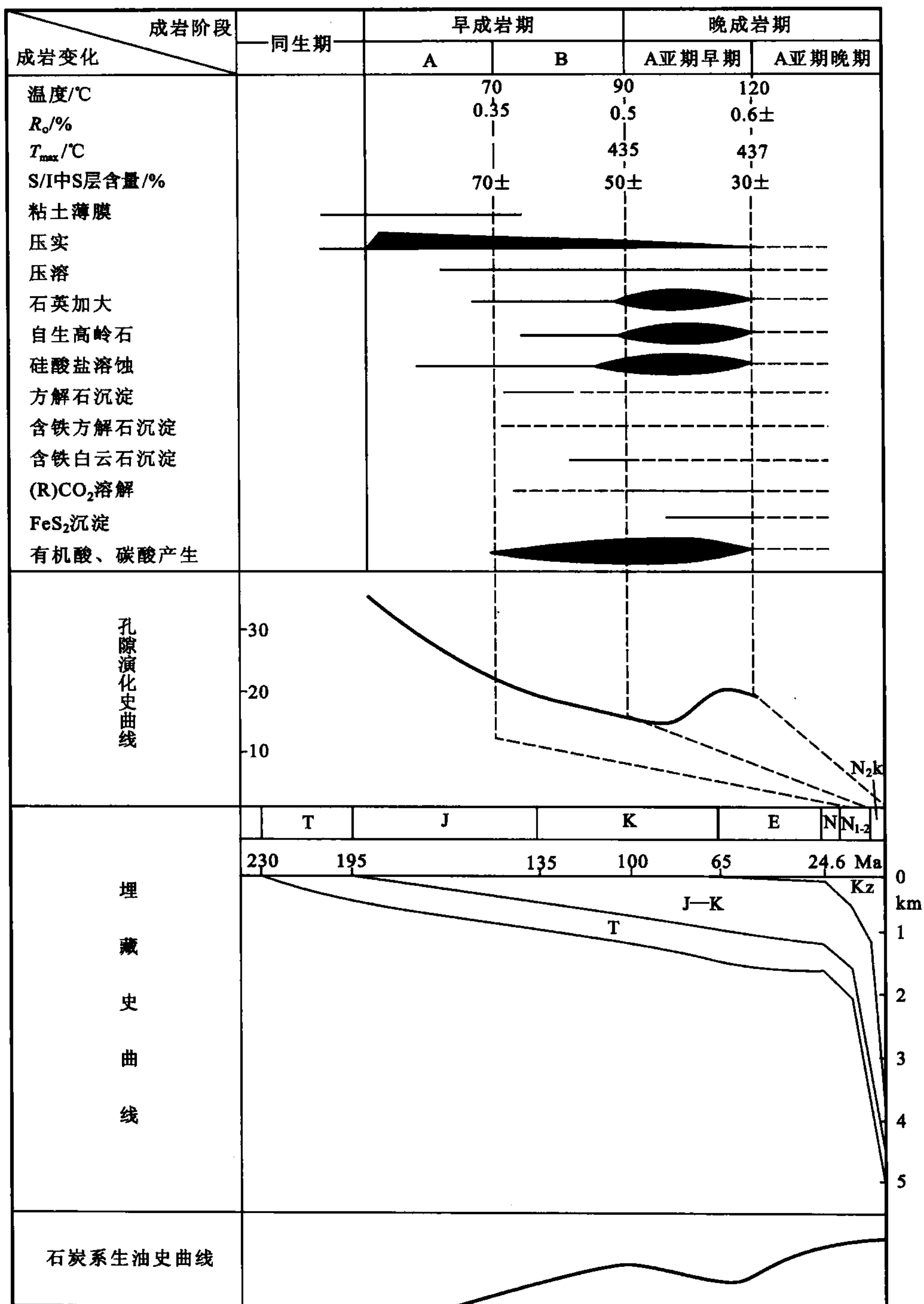


图 3-46　低地温场储层成岩演化模式

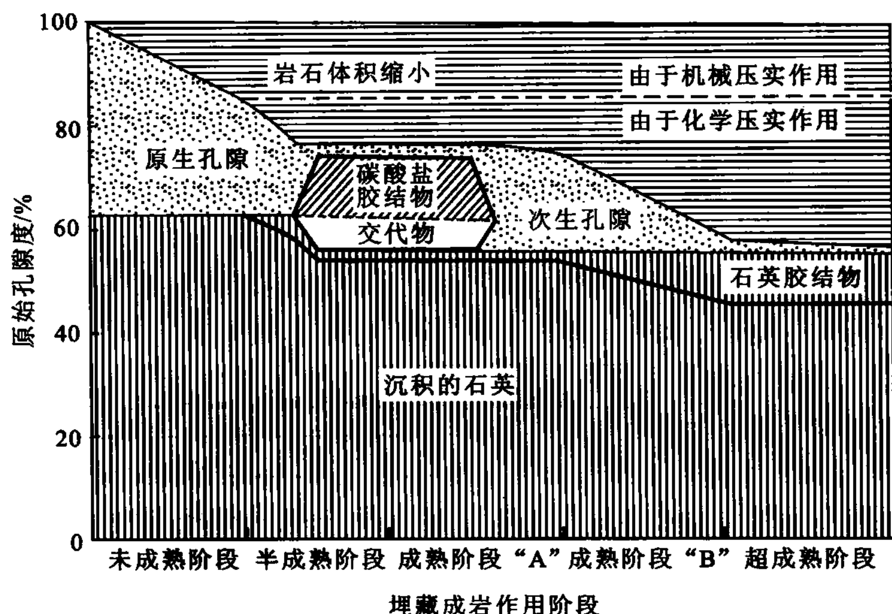


图 3-47 石英砂屑岩的埋藏成岩作用

① 原始石英砂屑岩经早期埋藏作用,孔隙度略微降低。

② 由于碳酸盐胶结作用,使孔隙度降低,而碳酸盐的交代作用对孔隙度无影响。

③ 通过碳酸盐的溶解作用造成次生孔隙的形成。

④ 由于机械压实作用和化学压实作用使孔隙度大大降低。

图 3-48 表示另一石英砂屑岩的埋藏成岩作用模式。该图表示的成岩作用顺序是:

① 石英砂屑岩经早期埋藏的压实作用,孔隙度略降低。

② 由于石英胶结物的胶结作用,使孔隙度降低,并抑制了压实作用。由于石英胶结物难以被溶解,所以该砂屑岩的孔渗性变差。

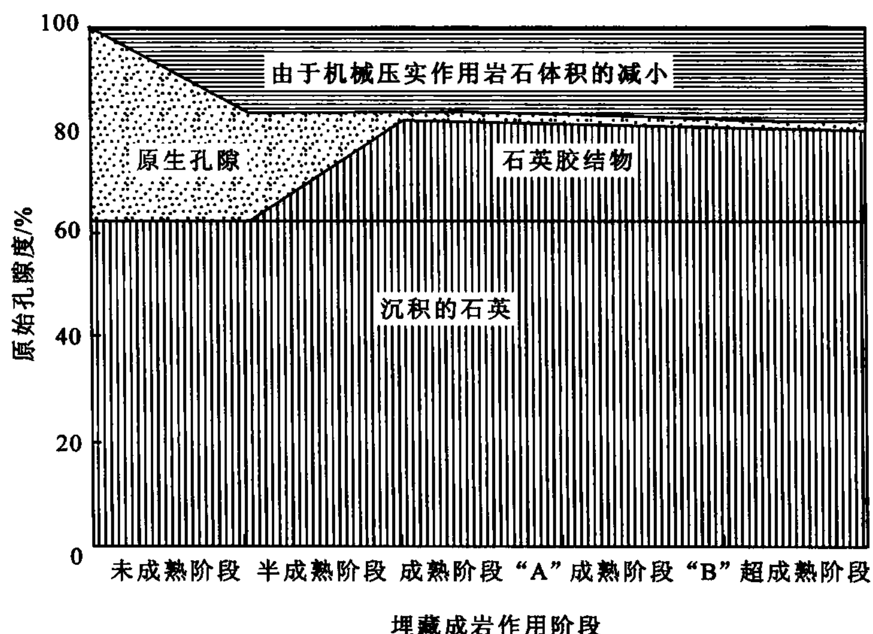


图 3-48 只发生石英胶结作用的石英砂屑岩的埋藏成岩作用

六、以微观方式表达的成岩演化模式

不少研究机构的储层研究者，根据大量的微观测试资料如普通薄片、阴极发光、扫描电镜、流体包裹体和同位素测年等资料，根据成岩现象、成岩序列的划分，恢复成岩演化史，以微观方式表达成岩作用模式。图 3-49 为纪友亮等根据青藏高原羌塘盆地的研究所建立的岩屑砂岩的成岩演化模式。

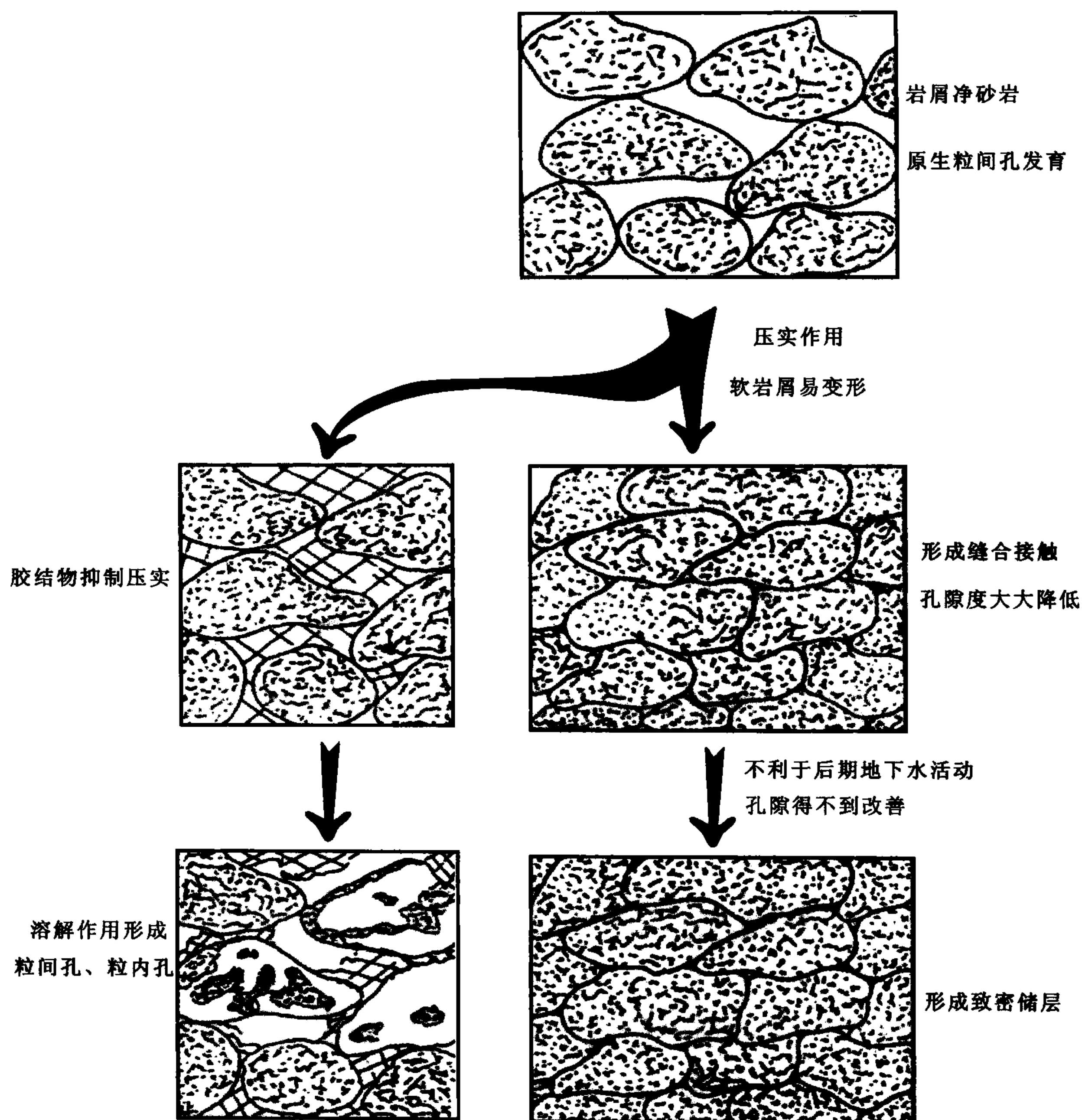


图 3-49　岩屑砂岩成岩演化模式图

第六节　碳酸盐岩储层成岩作用

大量研究资料表明，在漫长地质历史过程中对碳酸盐岩储集层有重要影响的物理-化学作用是：白云岩化作用、溶解作用、胶结作用、压实作用和重结晶作用。

一、白云岩化作用

白云岩是碳酸盐岩储集层的重要类型之一，它具有丰富的晶间孔隙，这些晶间孔隙并不是所有的白云岩都具有，而只有由白云岩化作用形成的白云岩才可能形成有价值的储集层。

尽管目前对白云岩化作用所产生的结果还有争议，但大多数研究者认为，石灰岩被白云石以分子对分子交代方解石时，其体积收缩12.8%。如果没有压实作用，就必然导致一定程度的孔隙度增加。不少学者指出，白云岩化作用的结果主要不是增加了孔隙度，而是改变了渗透性，这是因为白云岩化作用使岩石结构变粗，晶间孔变大，连通性变好。

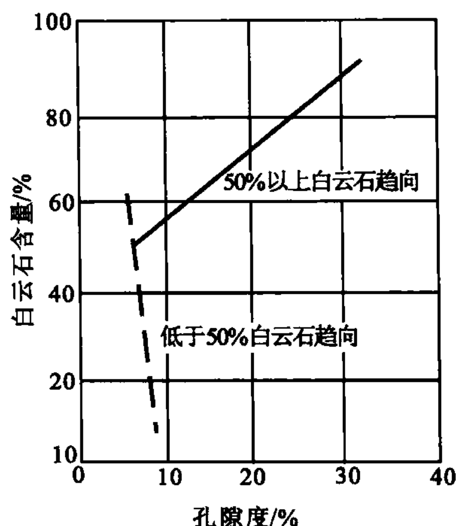


图3-50　萨斯卡契中部地区，密西西比系查理斯地层"米德尔岩层"的孔隙度与白云石含量的关系（据Murray，1960）

白云岩的孔隙度一般随着白云岩化作用的强度而变。Murray（1960）统计过萨斯卡契中部区域密西西比系查理斯地层"米德尔岩层"的孔隙度与白云石含量的关系，发现当白云石含量达50%时，孔隙度随白云石含量增加而增加（图3-50）。Powers（1962）指出，阿拉伯上侏罗统，当白云石含量超过75%时，孔隙度随着白云石含量的增加而增加（图3-51），在白云石含量达到大约77%的时候，白云石晶体的晶间缝开始变大，而有效的晶间孔隙发育。当白云石含量达到80%的时候，平均孔隙度可达19%，而渗透率大约为$300\times10^{-3}\ \mu m^2$。当白云石含量再增加的时候，则孔隙度和渗透率相对地衰减。当白云石达到95%以上时，孔隙度变得很小。

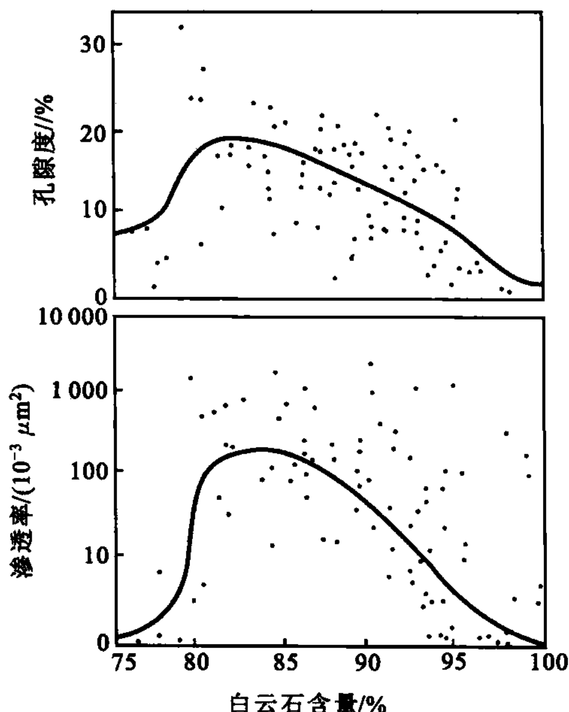


图3-51　阿拉伯上侏罗统，白云石含量>75%的碳酸盐岩储油层孔隙度、渗透率与白云石含量的关系（据Powers，1962）

二、溶解作用

由于碳酸盐矿物易溶，溶解作用对于碳酸盐岩储集层的孔隙度和渗透性具有巨大的改

造作用。从沉积阶段开始直到成岩、表生阶段都能发生溶解作用。它不仅在沉积阶段可以形成原生孔隙,而且在成岩和表生阶段还可以形成次生孔隙和改造原生孔隙。可以形成针孔状的溶蚀孔隙,还可以形成喀斯特地形和溶洞。世界上许多碳酸盐岩大油气田和高产油气井都与溶解作用形成的储集孔洞有密切关系。

溶解作用的强弱,取决于水溶液的性质和饱和程度以及水溶液的循环强度。

地下水的循环,根据渗流特点,垂向上大致可分为三带(图 3-52)。最上部为充气带或淋滤带,以淋滤作用为主,在这个带内由于天然水迅速渗滤,所以水溶液对碳酸盐岩或沉积物的溶蚀作用不充分,垂向孔隙不发育,而且横向上连通性较差。中部为地下水水位季节变化带,地下水不仅发生垂向淋滤作用,而且还发生横向的渗流,所以该带具有垂向和横向发育的孔隙。下部为渗流带,在该带内,地下水对岩石可以进行充分的溶蚀,因而溶蚀孔隙较发育,往往以水平方向为主,储集层分带性明显。

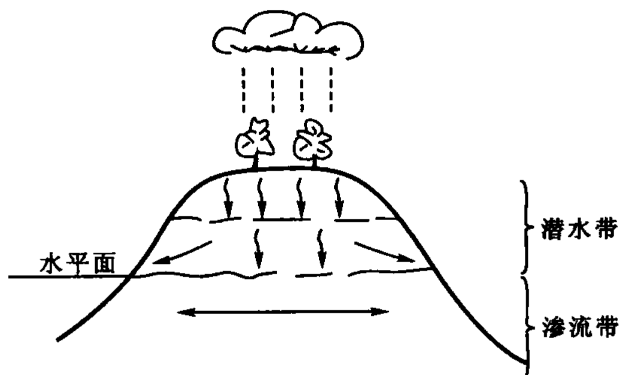


图 3-52 地下水活动垂向分带示意图

溶解作用在沉积作用阶段主要发生于颗粒岩中,可以形成粒内孔隙。而在成岩作用和表生阶段,溶解作用则发生在各种碳酸盐岩类中,主要形成扩大的粒间孔隙。

三、胶结作用

胶结作用是一种碳酸盐岩固结或石化的重要作用,也是破坏碳酸盐岩储集空间的一种重要作用,特别是破坏颗粒岩的原生孔隙。

胶结作用从沉积晚期,经过成岩阶段直到表生阶段都可以发生,但是主要发生在沉积晚期和成岩早期。关于它们对储集性的破坏作用,不少研究者都曾作过总结。

四、压实作用

碳酸盐岩的压实作用从沉积物被埋藏开始,一直延续到沉积物固结成岩,直到表生作用发生为止。

压实作用可以产生两种现象,一种是疏松沉积物在上覆负载的作用下,失水并紧密堆积。这种现象在细粒的碳酸盐岩中非常明显。压实作用的结果使细粒碳酸盐岩失去大量的原始孔隙,甚至使原始孔隙完全消失。压实作用对颗粒碳酸盐岩也有影响,使碳酸盐颗粒紧密堆积,并使部分原始孔隙消失。

第二种现象就是压溶作用,压力作用下的选择性溶解形成缝合线。压溶作用使碳酸盐岩的体积减小。例如,Mossop(1972)研究礁复合体时发现,压溶作用使礁的边缘地带总体积减小了 13%,而在泻湖地区则减少了 24%。压溶作用对碳酸盐岩的孔隙起着破坏作用,更重要的是随着压溶作用释放出的 $CaCO_3$ 充填在颗粒附近的空隙内,然后沉淀发生胶结作用,使空隙被填塞(图 3-53)。

综上所述,可以看出,压实作用是一种减小碳酸盐岩孔隙的作用,但值得注意的是实

际缝合线往往具有大量串珠状溶孔，这些溶孔常成为良好的储集空间。这是因为缝合线形成后又发生了溶解作用，所以缝合线在储集层中常成为良好通道。

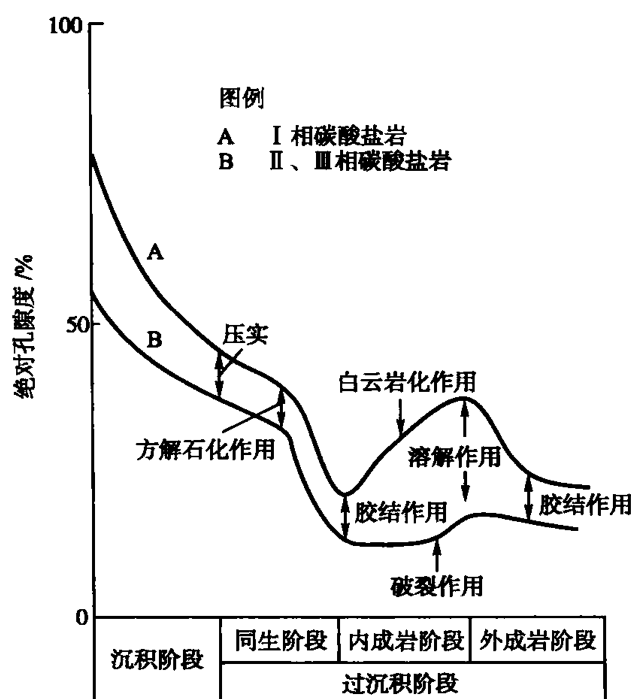


图 3-53 加拿大密西西比亚纪碳酸盐岩绝对孔隙度在成岩过程中的变化(据 Aoyagi,1973)

五、重结晶作用

重结晶作用是碳酸盐岩储层中的一种重要作用。广义的重结晶作用包括三种：

1. 转化

例如文石转化为方解石。

2. 应变重结晶

未应变方解石受力后变为应变方解石。

3. 颗粒增生

关于颗粒的增生，实际上有两个方向，一个方向是使颗粒变大，又叫进变新生变形作用；另一个方向是使颗粒变小，又叫退变新生变形作用。

研究油气储层，关心的是颗粒增生的变化，因为这种变化对储集层的储集性是有影响的。

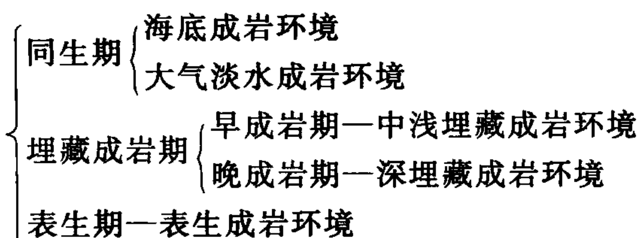
晶粒增大导致晶粒间的接触面积增大，但它们的结合力减小，这样地下水就容易沿着晶面发生渗透，而形成晶面孔隙。例如，任丘油田雾迷山组白云岩，凡是在重结晶作用的部位，都可以见到这种晶面孔隙，而且常连接成折线延伸。

另一种情况是，重结晶作用使晶体缩小，则不利于储集层的改造。

第七节 碳酸盐岩储层成岩阶段的划分及主要标志

一、成岩阶段划分的依据和方案

碳酸盐岩成岩阶段的划分，由于成岩作用条件的不同和岩石类型的多样性，实际上很难用统一的标准。为了便于与砂岩成岩阶段划分方案统一，并考虑碳酸盐岩成岩作用的特殊性和已有的惯用划分方案，这里采用时间与成岩环境相结合，将碳酸盐岩成岩作用划分为四个阶段和五种成岩环境：



二、成岩标志的选择

根据目前我国碳酸盐岩成岩作用的研究现状和水平，碳酸盐岩的成岩产物都是以碳酸盐矿物为主的特点，为了实际应用中的方便，我们选择成岩组分的成分、结构特征以及共生关系作为主要标志，如表 3-6 所示。表中所列的标志，显然不可能也没有必要包括碳酸盐岩所有的成岩变化，而仅仅选择了一些主要的、常见的并有阶段意义的标志。

三、成岩阶段及标志的描述

1. 同生成岩期

在这一成岩阶段，沉积物基本上处于弱固结或未固结状态，包括以海水作用和受海水影响为主的海底成岩环境，以及由于海平面相对下降时沉积物暴露地表受大气淡水作用的大气淡水成岩环境。对于较深水的碳酸盐沉积物来说，它可以不经过大气淡水成岩环境，而由海底成岩环境直接进入埋藏成岩环境。

(1) 海底成岩环境

海底成岩环境形成的成岩标志有如下几种：

① 泥晶化作用形成的泥晶斑点和泥晶套。

② 颗粒硬化。

③ 泥晶方解石胶结物：主要产于低能环境的粒间孔隙中。

④ 纤维状和叶片状方解石胶结物。

上述三种方解石胶结物以 $MgCO_3$ 含量较高为特征，一般为 1%～3%，阴极射线下不发光，富^{18}O而贫^{13}C。

表3-6 含油气区碳酸盐岩成岩阶段划分及主要标志(初步方案)

阶段（分布）	环境（主要标志）	泥晶化	颗粒硬化	方解石胶结物								新生变形			白云化(交代与胶结)					硬石膏	重晶石	天青石	萤石	膏化	去膏化	缝合线	溶蚀		渗流粉砂	渗流豆粒
				泥晶胶结物	纤维状、叶片状	粒状	粗亮晶	连晶	新月形、重力	共轴	铁方解石	矿物转化	重结晶	压力双晶	泥粉晶白云石	细—粗晶白云石	铁白云石	畸形白云石	亮晶白云石								选择性	非选择性		
同生期	海底 大气淡水														蒸发、渗透回流															
早成岩期	浅—中埋藏															混合水	埋藏压实流 热水													
晚成岩期	深埋藏																													
表生期	表生																			淡水										

⑤ 泥、粉晶白云石：由蒸发或渗透回流作用引起的白云化所形成，一般为半自形—它形泥、粉晶，以富钙贫铁为特征，反映非埋藏交代不完全，阴极射线下不发光或发弱的暗红光，富^{18}O而贫^{13}C。可与蒸发盐矿物共生，有时可见蒸发潮坪的特征构造。

⑥ 石膏化。

(2) 大气淡水成岩环境

大气淡水成岩环境形成的成岩标志有如下几种：

① 选择性溶蚀，形成铸模孔、粒内溶孔以及溶孔、溶洞和溶缝。

② 渗流粉砂和渗流豆粒。

③ 方解石共轴增生。

④ 矿物转化：高镁方解石和文石向低镁方解石转化。

⑤ 重结晶。

⑥ 细、粗晶白云石：由混合水白云化作用形成，具有交代和胶结两种特征，一般具有雾心亮边，阴极射线下发橙红光，有环带，$\delta^{18}O$通常在$-3‰\sim-7‰$之间。

⑦ 新月形和重力胶结物。

2. *埋藏成岩期*

埋藏成岩期包括早成岩期和晚成岩期两个阶段。早成岩期对应中浅埋藏成岩环境，而晚成岩期对应深埋藏成岩环境。除个别标志外，这两个阶段很难区分。埋藏成岩期的成岩标志有如下几种：

① 粗亮晶方解石胶结物。

② 连晶方解石胶结物：具嵌晶结构。

③ 交代环边(共轴)。

④ 铁方解石。

⑤ 重结晶：晶体变大或变小。

⑥ 压力双晶：这是深埋藏的典型特征。

⑦ 铁白云石和畸形白云石：前者在阴极射线下不发光，后者一般发红光。畸形白云石的形成温度在60～150℃之间，最佳形成温度为100～150℃。

⑧ 硬石膏、重晶石、天青石和萤石。

⑨ 溶蚀：与有机质热演化产生CO_2，H_2S和有机酸有关，形成各种孔、洞、缝。

⑩ 缝合线。

3. *表生成岩期(表生成岩环境)*

此阶段发生在沉积物固结之后，因构造抬升而暴露地表，受到大气淡水的作用。表生成岩期有如下成岩标志：

① 非选择性溶蚀：由岩溶作用形成各种规模的孔、洞、缝。

② 渗流豆粒。

③ 去膏化。

④ 亮晶白云石：为淡水成因的，自形程度高，透明度高，有序度也高。

第八节 影响碳酸盐岩储集空间的主要因素及其演化模式

碳酸盐岩储集油气孔隙空间的形成非常复杂。在孔隙空间形成过程中，影响较大的因素是沉积环境、沉积物的组成、成岩作用、热力学条件、地下水的化学作用、储集层形成过程的变化方向以及构造运动。对于次生孔隙来说，原生孔隙也是一个重大的影响因素。

在研究碳酸盐岩储集层过程中，只有了解影响形成孔隙空间的主要因素，才能知道孔隙空间的成因和分布，依此才能预测和指导油气的寻找和勘探开发工作。

一、主要因素

每一种沉积环境都有其特定的沉积作用，这些不同的沉积作用形成不同的沉积物。不同的沉积物具有不同的成分、结构和构造，因而也就有不同的储集空间。例如，生物礁、海岸砂坝、潮汐砂坝、深水碳酸盐浊积岩及深水石灰岩和白垩等，都是在不同的沉积环境中形成、具有不同类型的储集空间。一般海岸带波浪的冲洗作用很强，形成的海岸砂坝具有纹层和交错层理，灰质砂粒粗，分选好，灰泥少，可以形成良好的储集层。而向海方向推移(图 3-54)，水流作用明显，发育有交错层，颗粒较粗，分选尚好，也可以形成良好的储集层。在泻湖区内往往生物扰动明显，容易形成潜穴孔隙。生物礁则形成生长骨架孔隙。斜坡上方，生物礁的前沿往往形成塌积岩，发育有角砾孔隙。由斜坡上方直到盆地，则多形成碎石流和浊积岩(图 3-54)。虽然具有颗粒堆积，但是分选很差，灰泥很多。

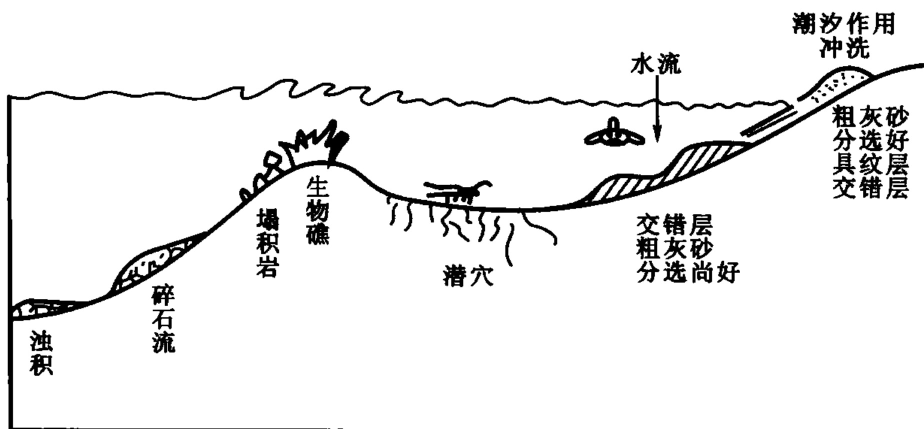


图 3-54 每个沉积环境具有一定的沉积作用和沉积物

综上所述，可以看出沉积环境是影响碳酸盐岩储集空间的基本因素，对于次生孔隙来说，也是关键性的因素。

二、碳酸盐岩矿物的特点

碳酸盐岩孔隙空间的形成和发育与溶解过程和淋滤作用有密切的关系，而溶解作用和淋滤作用与流体性质及矿物的溶解性有密切关系。

结晶物质的溶解性与颗粒的大小有关。一系列研究表明，2 mm 大的颗粒要比 0.3 mm 颗粒溶解度小 20%。细晶方解石比粗晶方解石溶解得快。

碳酸盐岩的溶解性与溶液的性质有密切关系。在含有二氧化碳的水中，方解石在 42℃的条件下，溶解度比在水溶液中增加 30%；在氯化钠溶液中，当温度达到 70℃时，方解石的溶解度可增加 10%。含二氧化碳的水溶液易溶解方解石。

在溶解作用过程中不溶残物也具有重要的意义。而且不同的不溶残物其作用也不同。有的起到抑制溶解作用，有的则起加速溶解作用。碳酸盐岩中普遍含有泥质、硅质和有机质，如果这些物质均匀分布，这时晶体和颗粒就会附有一层细胶薄膜，阻碍白云岩和石灰岩的溶解作用，同时也会妨碍白云岩化和重结晶作用。如果碳酸盐岩中不溶残物呈不均匀的斑点分布，这样就会发生选择性的溶解作用。有实验证明，碳酸盐岩中含有少量的易溶化合物时，可以强烈地增高碳酸盐岩的溶解度。

相对溶解度对形成孔隙空间的影响也有重要意义。一般情况下，随着温度的变化，方解石比白云石的溶解度下降得快。随着溶液中 CO_2 的含量增加，方解石比白云石的溶解度增加得快。随着溶液中硫酸钙的增加，白云石的溶解度增加，而方解石的溶解度减少。

总之，控制碳酸盐岩溶解作用的因素比较复杂，变化也较大，造成了碳酸盐岩储层溶解作用的不均一性。

三、成岩作用及埋藏历史

在碳酸盐岩储集层形成的整个过程中，沉积作用阶段是短暂的，沉积物形成以后，它要经历很长的地质时期，在漫长的地质时期里要经受许多复杂的物理-化学作用，使孔隙空间发生巨大变化，可以改造原来的孔隙，也可以产生新的孔隙空间。经历不同的埋藏成岩阶段，其改造作用和改造程度有很大的不同，这在成岩作用一节中已作了详细介绍。

四、成岩作用模式

一个碳酸盐岩成岩作用模式包括许多因素，如沉积产物、成岩环境、成岩阶段等。Choquette 和 Pray(1970)曾经把碳酸盐岩的储集层所经历的复杂的物理-化学作用用图形象地表示出来(图 3-55)。这是成岩作用模式的一种表达方式。

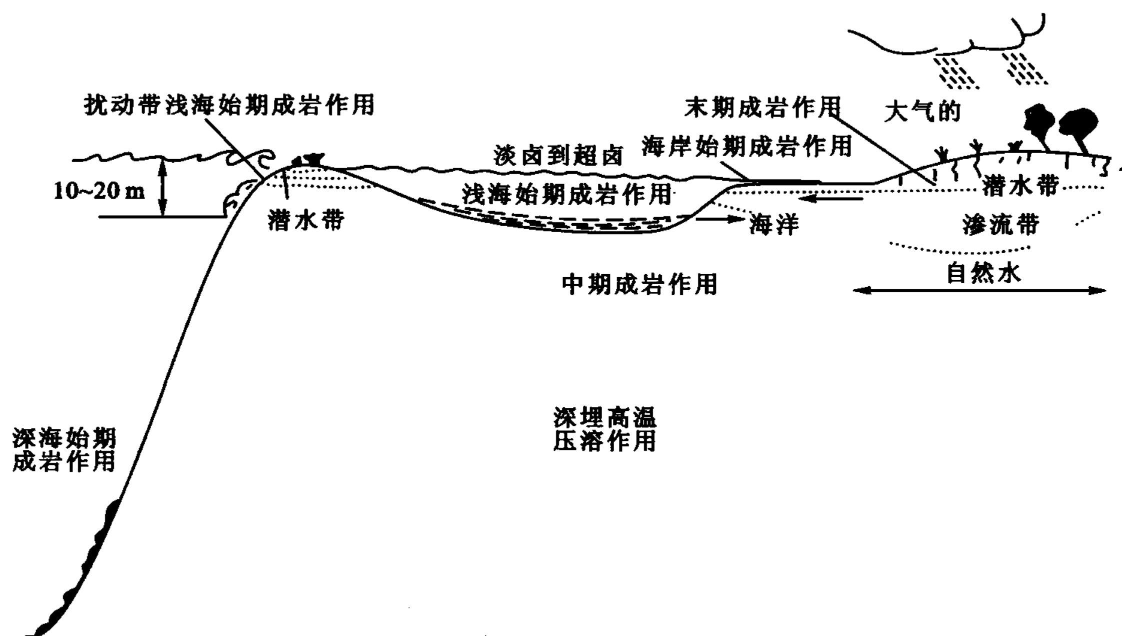


图 3-55　碳酸盐岩成岩作用模式

当然，这仅仅是碳酸盐岩成岩演化的一种模式，在研究过程中，我们应根据研究区的具体特点，建立适合于该区的成岩演化模式。

例如，根据青藏高原羌塘盆地中生界碳酸盐岩储层成岩序列的成岩分析，建立了颗粒灰岩的综合成岩演化模式和白云岩成岩演化模式。

1. *颗粒灰岩综合成岩演化模式*

颗粒灰岩原始粒间孔发育，后期胶结作用使原始粒间及粒内孔缩小，形成残余粒间孔，此时石油及时地充填孔隙，抑制了胶结作用的进一步进行。后来，地层上升，经风化作用，石油被风化成沥青沉淀于孔隙中(图3-56)。

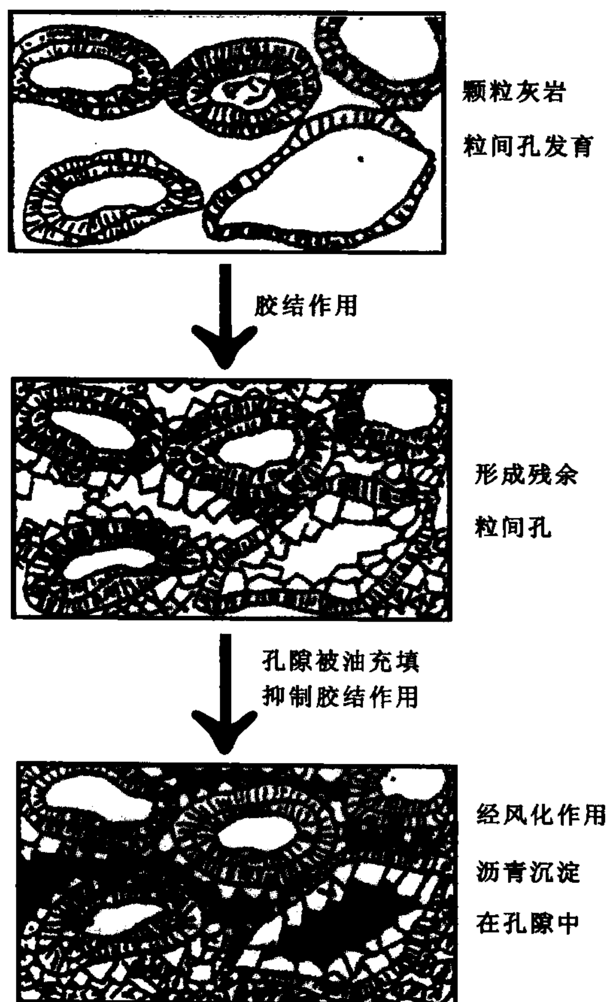


图 3-56　颗粒灰岩储层成岩演化模式图

颗粒灰岩的岩石类型有：砂屑、鲕粒、生物屑、核形石灰岩等。依据压实作用与胶结作用的先后关系，可分为以下两种：

(1) 压实作用较强且压实作用发生于早期胶结作用之前的成岩序列

压实→第一世代胶结→早期白云石化→第二世代胶结→压溶＋溶蚀交代＋重结晶→晚期白云石化→有机质充填、破裂→方

解石化→表生淋滤。

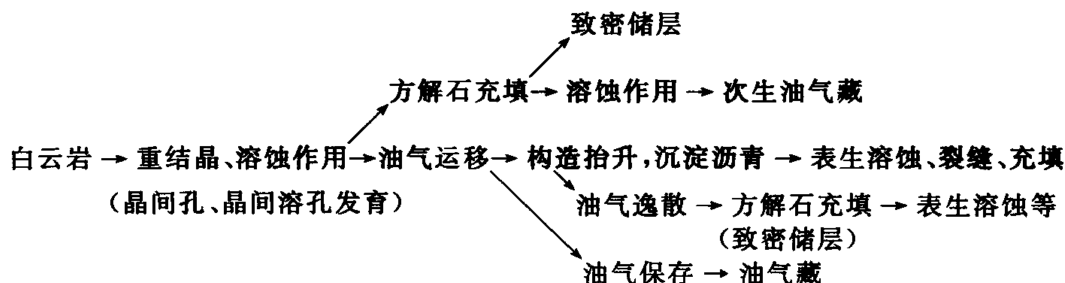
该类岩石胶结物含量较低，颗粒具有明显的压实特征。主要分布于东部地区。

(2) 压实弱且压实主要发生于胶结作用(早期)之后的成岩序列

颗粒＋灰泥→泥晶化→新生变形→胶结→压实、压溶缝合线→重结晶、白云石化→深部溶蚀＋铁白云石化→裂隙及(有机质)充填＋重结晶→表生溶蚀。

2. *白云岩成岩演化序列*

白云岩成岩演化及其与油气的关系见下图：



以布曲组为例，在隆起带附近潟湖、潮坪相带，海水淡水混合区，发生白云岩化，形成泥晶、微晶白云岩，重结晶形成中、细晶白云岩，如双湖中细晶白云岩、茸鄂柔曲鲕粒白云岩、唢呐湖细晶白云岩等。

白云岩形成后，由于后期白云岩作用及埋藏溶蚀作用，晶间孔、晶间溶孔较发育。布曲组生油岩在夏里组沉积之后进入低成熟阶段，索瓦组沉积之后生油岩进入生油门限，油气开始生成；上侏罗统雪山组沉积后期，由于燕山运动，构造抬升，形成大量圈闭，此时生油岩正处于生油高峰，二者匹配关系较好，形成古油藏(图 3-57)。

五、碳酸盐岩岩溶的发育特征、成因类型及发育模式

对古潜山型的碳酸盐岩储层而言，其主要的储集空间类型是古岩溶形成的溶洞和溶缝。缝洞的分布受古构造、古地貌等因素的控制。

1. *碳酸盐岩岩溶的发育特征*

(1) 单期岩溶发育特征

岩溶作用形成大量溶蚀洞缝，可以在很大程度上改善储层的储渗性能，同时加强储层的非均质程度。近地表岩溶作用环境分两个带：渗流带、潜流带，其岩溶作用特征各不相同，下面分别阐述。

① 渗流带。

潜山侵蚀面到潜水面以上形成一个垂直渗流带，即地表以下至丰水期最高潜水面以上的空间，它是大气降水和河溪的补给渗入带，水流在重力作用下沿着岩层中的裂缝或其它渗透带向下以垂直渗流为主，从地表渗入到岩溶地块中。如果在向下运动过程中，在局部遇到近似水平的致密隔水层也会做水平流动，称为悬挂水或局部滞水，该带溶蚀缝洞以垂向分布为其主要特点。

垂直渗入带的厚度取决于所处的地貌部位和潜水面的高低，在岩溶山地以及河流峡谷区，厚度可达 100～500 m，而岩溶平原区仅厚数十米。

该岩溶作用以垂直渗滤溶蚀为主，形成石芽、溶沟、漏斗、洼地、竖井和落水洞等。

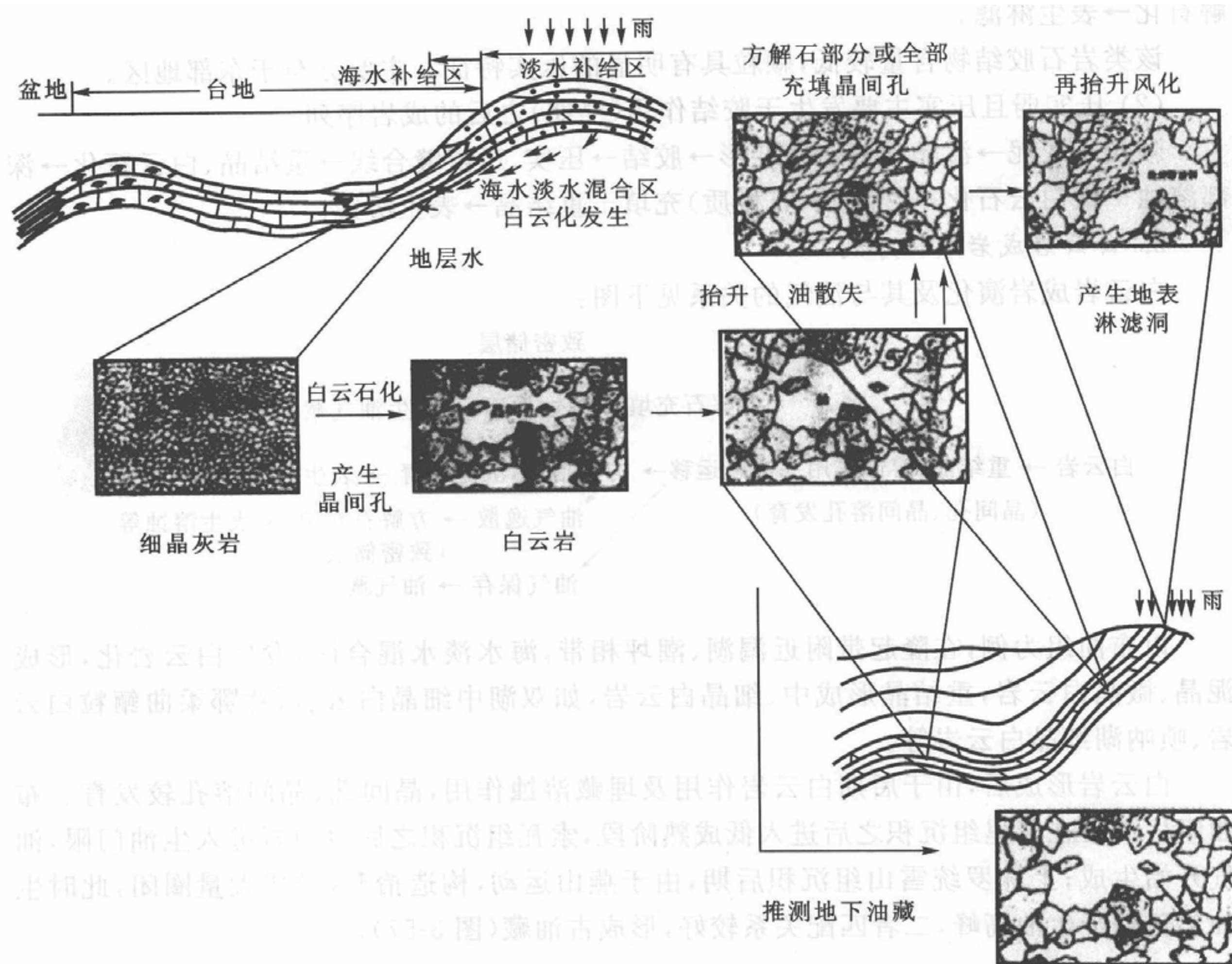


图 3-57　青藏高原双湖地区布曲组白云岩成岩演化模式图

垂直渗流带的水通过裂缝向下渗流，流速快，岩石浸泡时间短，溶蚀作用不充分，因而形成以垂向分布的小型溶洞为主。溶洞发育程度受裂缝发育程度、岩性和水流丰富程度的影响。渗流带的厚度受地形控制，潜山的高度越大，潜山面距潜水面的距离越大，则垂直渗流带越厚。反之，则越薄。因而潜山不同部位的垂直渗流带厚度不同。垂直渗流带在不同的地质历史时期，可以与其它带互相转换。如北京上房山的云水洞形成时为饱水带的产物，现上升到山的中上部的垂直渗流带，距地下潜水面位置 200～300 m。

② 潜流带。

潜水面以下至变质作用带（或埋藏成岩环境）之上均属潜流带（有时还有混合水作用带）。

a. 水平潜流带。位于潜流带中上部，常常形成水平溶蚀缝洞发育带。地下潜水面附近水量较充分，CO_2 含量较高，水的流动以水平方向为主，形成较大的溶蚀洞穴、溶道、暗河等，其分布以近水平为主。

该带渗流介质由大双重介质（即大溶隙-溶道）与小双重介质（小溶隙-裂隙）共同组成。前者构成非达西流的溶洞水流，后者构成达西流的围岩中裂隙水流，两者在时空上的转换关系十分复杂。该带发育的地下暗河起着排泄围岩中地下水的作用，尽管大双重介质在整个含水岩体中所占比例很小，但其排水量却占 80％以上。

该带的厚度取决于补给区标高和排泄基准面的高差、石灰岩岩体厚度、裸露面积、降水强度等因素。

在该带的上层，常发育有暗河溶蚀、侵蚀形成的水平通道和溶洞。岩溶发育程度随深度逐渐减弱，与其下的深部缓流带（或潜流带下部）是渐变的关系。

影响水平溶蚀带的发育程度和厚度的因素是多方面的。由于构造运动、古气候变化，潜水面也随之而变，因而形成多个水平溶蚀带。构造升降运动的速度和活动时间是控制岩溶带的发育程度和厚度的主要影响因素。如升降速度较缓慢，持续时间又较长，气候潮湿，则水平溶蚀带的厚度较大，溶蚀洞缝较发育；如升降速度快，持续时间短，则厚度减小，溶洞不发育（图 3-58）。

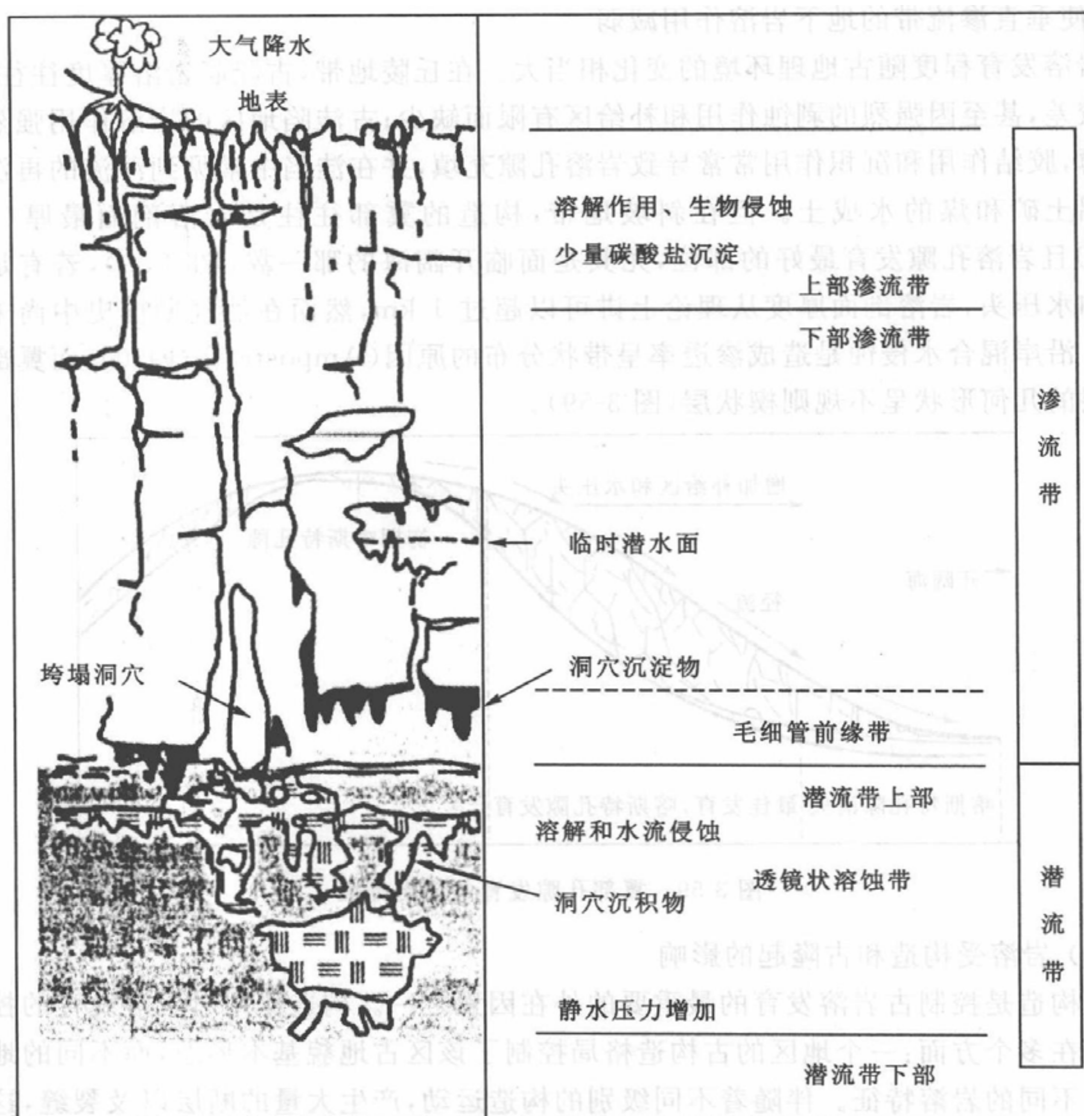


图 3-58 单期岩溶发育剖面

b. 深部缓流带。深部缓流带又称停滞饱和水带。该带位于潜流带下部。渗流介质由小双重介质（小溶隙-裂隙）构成，与上部水平潜流带之间存在一个由大双重介质到小双重介质的过渡带。该部位地下水运动受排泄基准面的影响已经减弱，流动缓慢，可以发育到很深的部位。具层流流态的裂隙-溶隙水，称为基流水或慢速水流，属达西流。

该带厚度较大，可在数百米以上。由于水动力比较弱，该带岩溶作用也比较弱，溶蚀空间以溶孔、溶蚀裂隙为主。

岩溶作用常常具有多阶段性或多期性的特点，华北地区冀中坳陷的潜山岩溶便是这样的实例。

(2) 岩溶发育程度受古地理环境的影响

一般在构造隆起区易发育岩溶高地地貌，在构造的斜坡地带(如大型古隆起的翼部)易发育残丘、深切谷等岩溶斜坡带的古地貌，而构造坳陷、凹陷则成为泄水岩溶盆地。

岩溶发育受地面坡度约束。地面坡度大小直接影响大气降水的向下渗透量：比较平缓的地方，地面径流流速缓慢，垂直渗透量就较大，利于岩溶发育；反之，流速快，渗透量就较小，使垂直渗流带的地下岩溶作用减弱。

岩溶发育程度随古地理环境的变化相当大。在丘陵地带，古隆起岩溶厚度往往较薄、发育较差，甚至因强烈的剥蚀作用和补给区有限而缺少；古洼陷地区的岩溶作用强烈且剖面较薄，胶结作用和沉积作用常常导致岩溶孔隙充填，并在洼陷中常见到河流的再沉积且伴有铝土矿和煤的水成土。但在斜坡地带，构造的翼部往往是岩溶剖面最厚(400～800 m)且岩溶孔隙发育最好的部位，尤其是面临开阔海的那一翼(图 3-59)，若有足够的补给和水压头，岩溶剖面厚度从理论上讲可以超过 1 km，然而在油气勘探史中尚未得到证实。沿岸混合水侵蚀是造成渗透率呈带状分布的原因(Amposta 等，1990)，而翼部的潜山储层的几何形状呈不规则楔状层(图 3-59)。

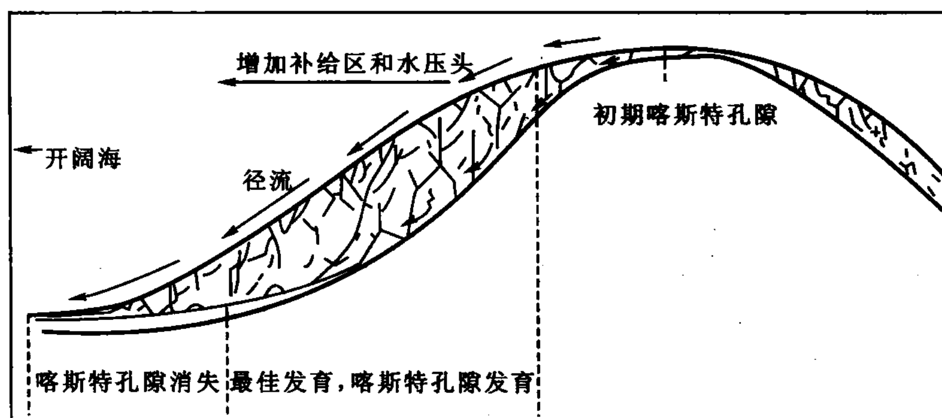


图 3-59　翼部孔隙发育的岩溶剖面

(3) 岩溶受构造和古隆起的影响

古构造是控制古岩溶发育的最重要的外在因素之一。构造作用对岩溶发育的控制作用体现在多个方面：一个地区的古构造格局控制了该区古地貌基本形态，而不同的地貌单元具有不同的岩溶特征。伴随着不同级别的构造运动，产生大量的断层以及裂缝，这些断层及裂缝是岩溶作用的必要通道。裂缝对岩溶是有帮助的，它是沟通孔隙、地表水进入和涌流，带走被溶蚀物质的重要通道。对于致密石灰岩，古裂缝是形成裂缝-洞穴型储层的必要条件，裂缝是地表水进入和带走被溶蚀矿物质的唯一的原始通道，岩溶水正是沿着这些通道渗入和发生岩溶作用。早期形成的古断层、裂缝对岩溶作用具有明显的控制作用，因此，一般情况下，断层、裂缝发育的地带即是岩溶相对发育的地带。所有的洞穴都是被溶蚀扩大了的裂缝。所以，要形成有效的风化壳缝洞型储层，在风化壳形成时必须要有古

构造裂缝。而构造裂缝是构造运动的产物，与古构造强度有关。古褶曲、古断裂都可以派生构造裂缝，如褶曲构造上的纵张裂缝、断层面附近的羽状节理都是有利于形成地下水原始渗流通道的张裂缝。

另外，水的补给对岩溶也有强烈影响，补给充分区段溶解强烈，溶蚀孔、洞、缝发育。断层附近的裂缝带、破碎带、风化带、角砾带，由于缝隙、间隙面积大，故溶蚀得强烈，而形成断层溶蚀带、破碎溶蚀带、风化溶蚀带、角砾溶蚀带。在局部裂缝、破碎密集处淋滤，可溶塌成溶洞、溶道、溶沟、溶谷(图 3-60)。

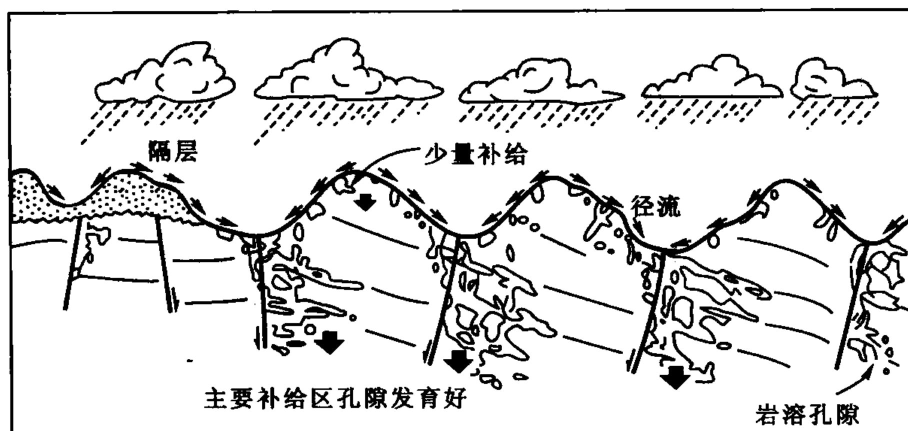


图 3-60 构造和古隆起对岩溶孔隙发育的控制

(4) 岩溶受断层类型和裂缝期次的影响

所有裂缝都有利于岩溶的发育。最后一次断裂活动或断裂活化形成的裂缝，其岩溶作用比早期裂缝强，如果早期裂缝已完全胶结，则可能对岩溶作用起到局部阻挡层的作用(图 3-61)。

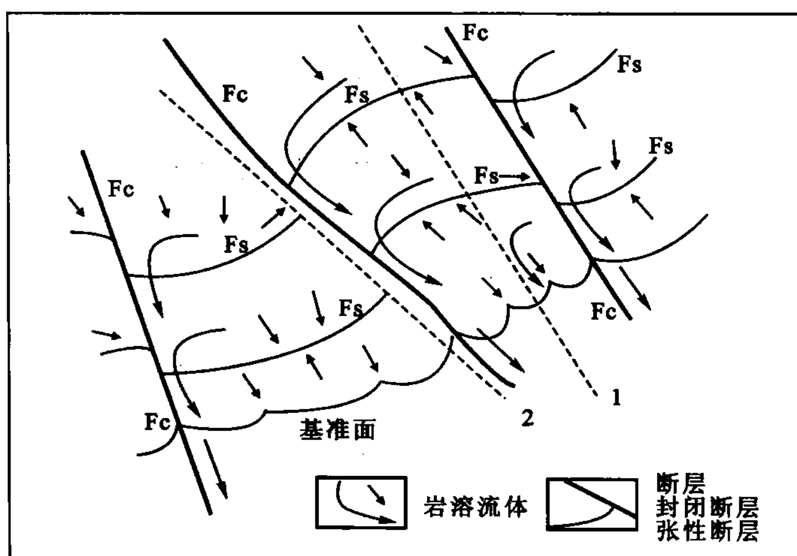


图 3-61 断层对岩溶流体和孔隙发育的控制

Fc—断层；Fs—层面；1，2—早期断层

(5) 岩溶发育具有成层性

泥质隔水层渗透性差，成为溶蚀障碍，使水沿其上部表面流动，造成顺层岩溶，而出现溶蚀层，形似楼阁(图 3-62)。

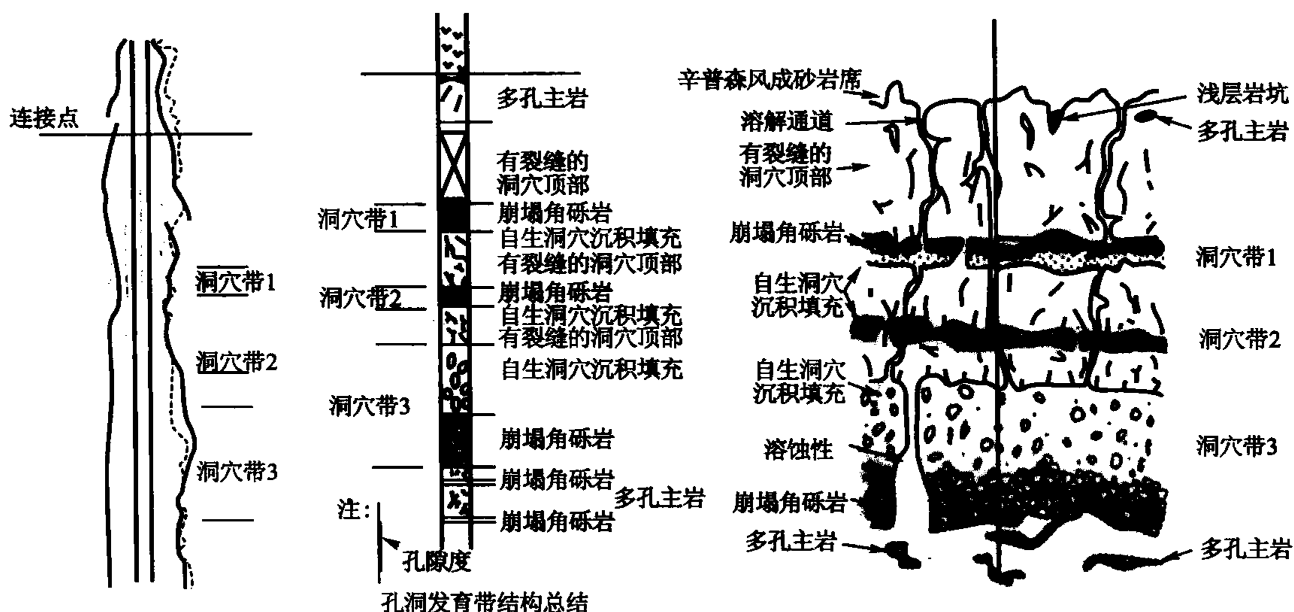


图 3-62　美国得克萨斯州 Crane 县 Arco 区块 31 单元 W1 井岩溶储层中洞穴带和储层划分

(6) 裂缝发育规律

裂缝有构造缝、溶蚀缝、风化缝、层间缝、压溶缝、解理缝和胀缩缝，是重要的储集空间，又是把储集空间连通成统一系统来提高孔隙渗透性的重要因素。泥岩、泥晶和硅质碳酸盐岩等若无裂缝便无储集能力，有裂缝才可储渗。潜山裂缝主要为构造缝，其次为构造-溶蚀缝。裂缝的渗透性取决于其密度和宽度。裂缝发育有以下规律：

① 背斜构造裂缝发育规律。

在构造的不同部位裂缝性质不同，岩层中高应力区裂缝密度大，表现在以下两个方面：

a. 背斜构造轴部外侧以张性裂缝为主，而内侧为压性裂缝(图 3-63)。

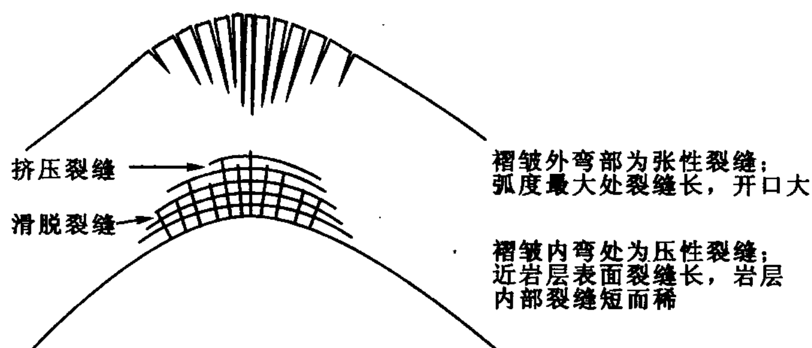


图 3-63　背斜构造裂缝发育模式

b. 离背斜构造轴部越近，裂缝密度大，即背斜核部的裂缝面孔率大，向两翼逐渐减

小。在翼部，岩层产状变化大的部位裂缝面孔率也大。在单井产量上表现为背斜轴部单井产量高、翼部产量低的特点(图3-64)。

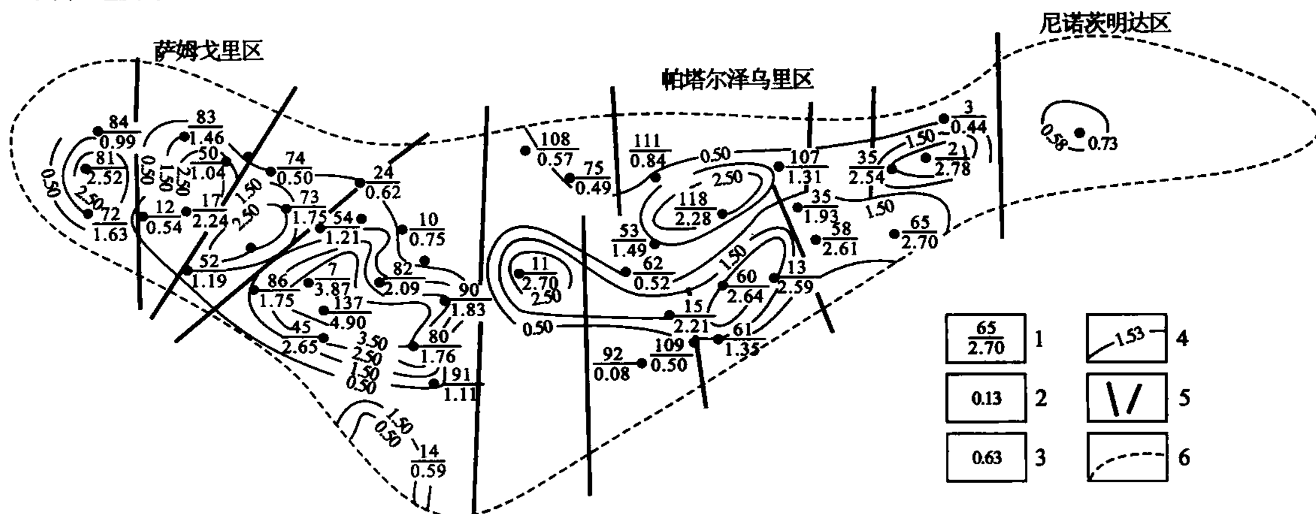


图3-64 前苏联萨姆戈里油田单井累计产量等值线图

1—分子为井号，分母为通过单位面积油嘴的平均产液量(bbl/d)；2，3—分别为自喷井和机械采油井；4—单位产量等值线；5—局部地区；6—原始外含油边界

② 裂缝伸展方向与构造形态的关系。

图3-65的模式1代表倾斜方向缩短而在走向方向上伸展的情况，在地层上没有变化。模式2代表在倾斜方向上伸展而在走向方向上缩短的情况，在地层上也没有变化。在褶皱背斜中，裂缝形态与褶皱过程有关，而与形成褶皱的局部应力无关。模式2的剪切裂缝在尺寸上不如模式1的裂缝大，大多数只有几英寸，最多几英尺；而模式1的裂缝可达几十英尺。另一方面，与褶皱走向平行的区域构造线在沿褶皱地区经常见到，有利于流体沿着构造走向流动。模式1的裂缝是在褶皱过程早期形成的，在低曲率褶皱中比较常见。而模式2的裂缝是在褶皱轴部的伸展变大时期形成的。但是，两种形态有可能在时间上重叠，并出现在相同的地层中。模式1裂缝在垂直方向和水平方向长达数百英尺的情况很常见，模式2裂缝比较小，几十英尺都很少见，主要以内部连通的串状形式出现。但由于裂缝性刚性地块的旋转，裂缝模式2对于增大轴向渗透率更加有效。

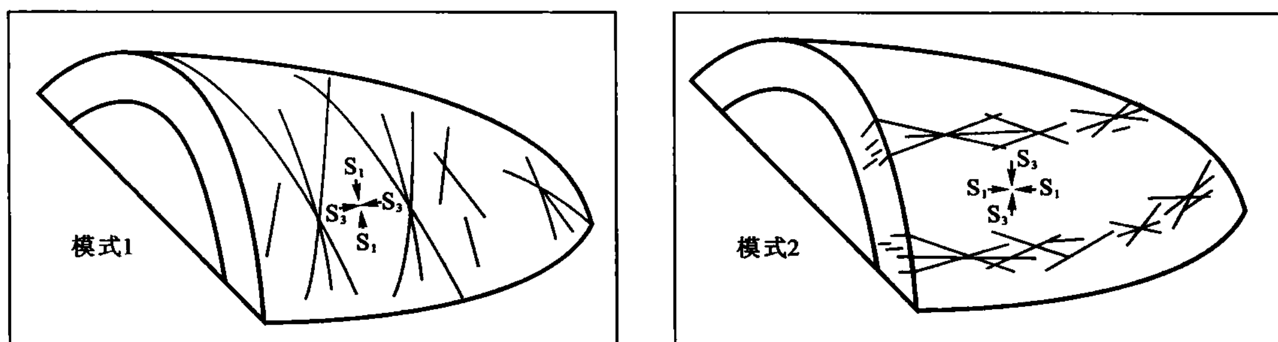


图3-65 区域压实作用下，褶皱裂缝常见的两种裂缝模式示意图

均与层理有关但与褶皱走向无关，模式2形成的变形期可能比模式1更晚

2. 断层裂缝发育规律

① 断层近处为低角度剪切裂缝，远处为稀疏双向裂缝(图 3-66)。

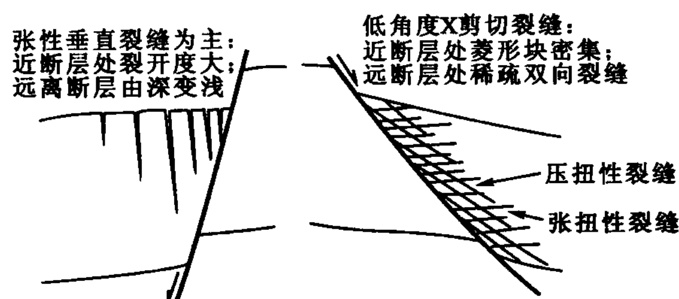


图 3-66 断层附近裂缝发育模式

② 裂缝组系受断层性质控制。即组系性规律明显，多发育 3～4 组裂缝，占测点数的 71%。多组裂缝在空间上相互交错形成裂缝网络系统。

③ 裂缝倾角。一般以高角度裂缝为主，裂缝倾角分布具有单峰或双峰特征。倾角发育主要集中在 60°～90°范围内。当具有双峰特征时，在裂缝倾角 30°～40°时具有一个低峰。

④ 裂缝宽度。裂缝平均宽度受断层的控制，靠近边界断层裂缝宽度较大，远离断层裂缝宽度变小。距离越近密度越大，断层两侧近处裂缝密度比远处大；断层多、长、深、断距大，则两侧裂缝带宽可达 5～100 m，小断层为几米到十几米；在单井产量上，体现为产量与油井离断层距离负相关(图 3-67)。

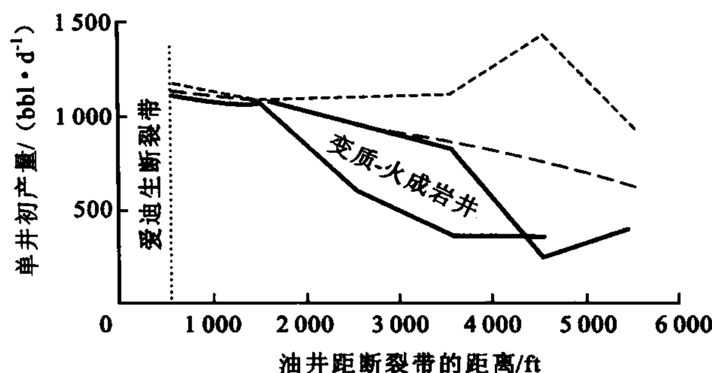


图 3-67 爱迪生油田油井产量随井与断裂带距离的变化

⑤ 同样应力下岩石低强度区裂缝密度大。在应力、温度条件相同的情况下，由于岩石的弹性极限和破裂强度不同，裂缝发育程度不同。一般白云岩比石灰岩脆性大，裂缝也更发育。裂缝发育还受泥质和硅质含量的影响。泥质碳酸盐岩—石灰岩—白云岩—硅质碳酸盐岩，裂缝发育程度依次增加(图 3-68)。

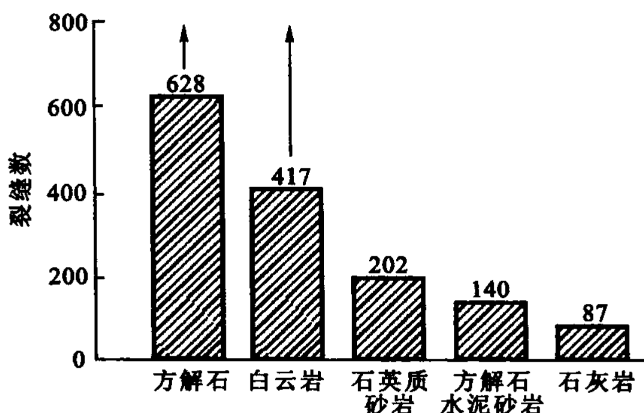


图 3-68 相同埋藏环境下，各种岩石裂缝密度分布

箭头表示严重破碎无法有效测量

⑥ 裂缝发育程度与岩石结构有关。裂缝宽度随岩石颗粒变粗而增大。一般粗颗粒结构的岩石(如豆粒、藻团粒等)裂缝

发育，而质地较均一、结晶比较细的岩石裂隙不发育。这是因为碳酸盐岩矿物属离子型晶体，晶体内解理面结合力弱，受力时最易滑动，粗晶粒，解理缝宽而长，粒间结合力更弱，故粗晶粒碳酸盐岩的脆性要比细晶粒的大，裂缝较发育，特别是开缝较多、结晶细的岩石充填缝较多。缝宽随裂缝间距增大而增加，并影响孔隙度和渗透率（图 3-69）；缝宽随其所占百分数减小而增大，窄缝多，宽缝少。

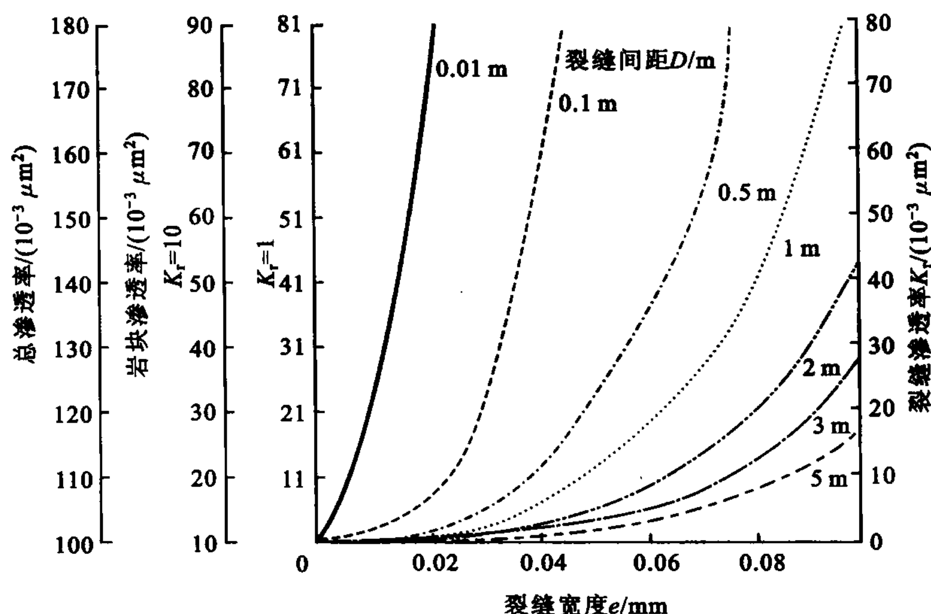


图 3-69 裂缝宽度、间距与渗透率的统计关系（据柏松章等，1996）

⑦ 地表围压小，强度低，裂缝密度比深处大。缝宽随围压增加而减小（图 3-70），几百米深处缝宽为 10～500 μm，再深处则更小。

⑧ 岩层越薄，裂缝密度越大（图 3-71）。

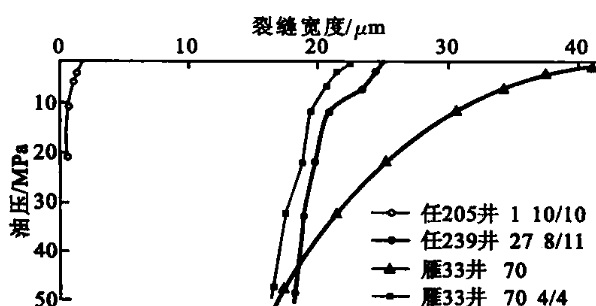


图 3-70 任丘油田裂缝宽度随压力（深度）的变化

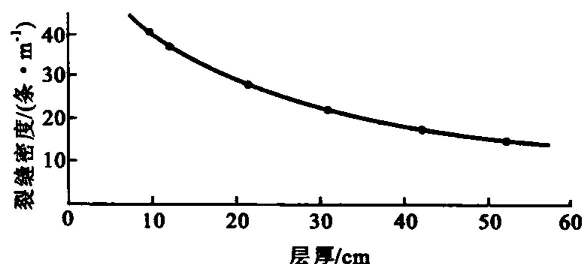


图 3-71 华北西柏山露头区裂缝密度与岩层厚度关系

3. 碳酸盐岩古岩溶成因类型

(1) 岩溶成因类型

① 开阔溶蚀型：厚层、大面积碳酸盐岩裸露在湿热气候、无强烈构造作用下形成的岩溶。该类型岩溶又可分为洼地型、谷地型、平原型三大类，石林洼地、溶丘洼地、峰丛洼地、峰林谷地、溶丘谷地、峰丛谷地、峰林平原、孤峰平原八亚类（图 3-72）。

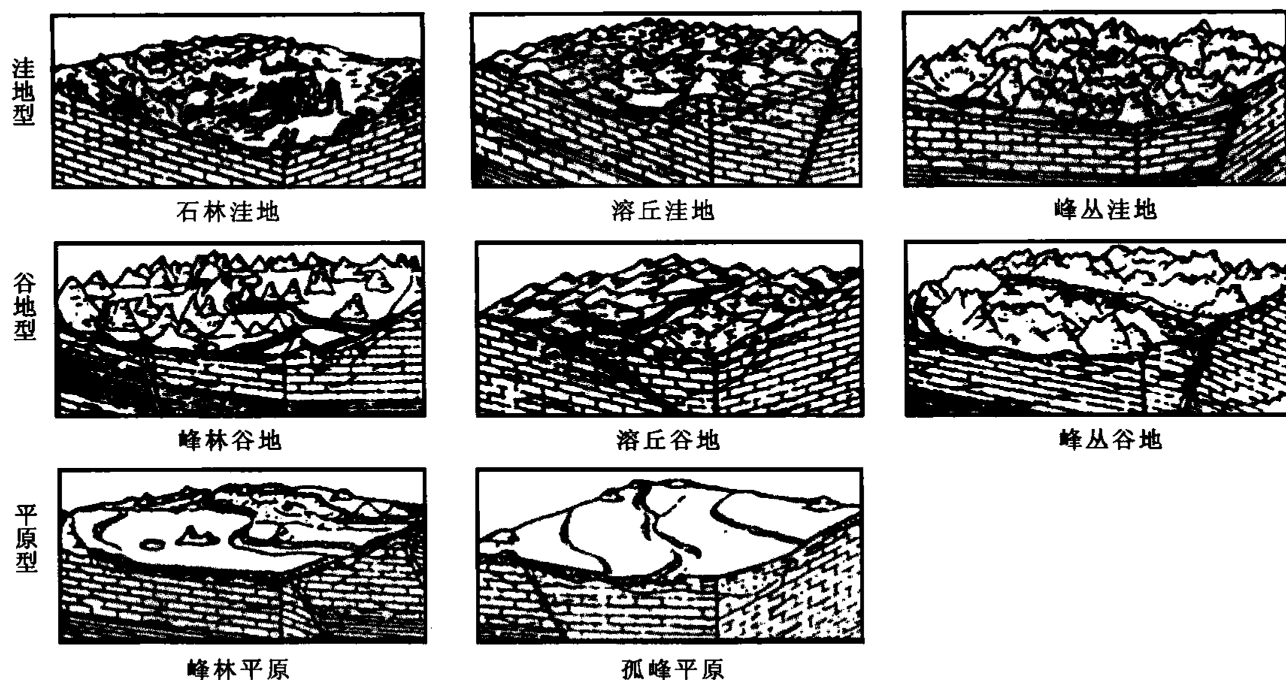


图 3-72　开阔溶蚀型岩溶模式图

② 溶蚀-构造型：厚层碳酸盐岩与砂岩、泥页岩互层，经历褶皱和断层作用，断裂和隔水层限制了溶蚀作用和溶蚀景观。其中包括溶脊槽谷型、垄岗谷地型、溶脊坡地型、断块山地型、溶蚀盆地型和断陷盆地型六亚类(图 3-73)。

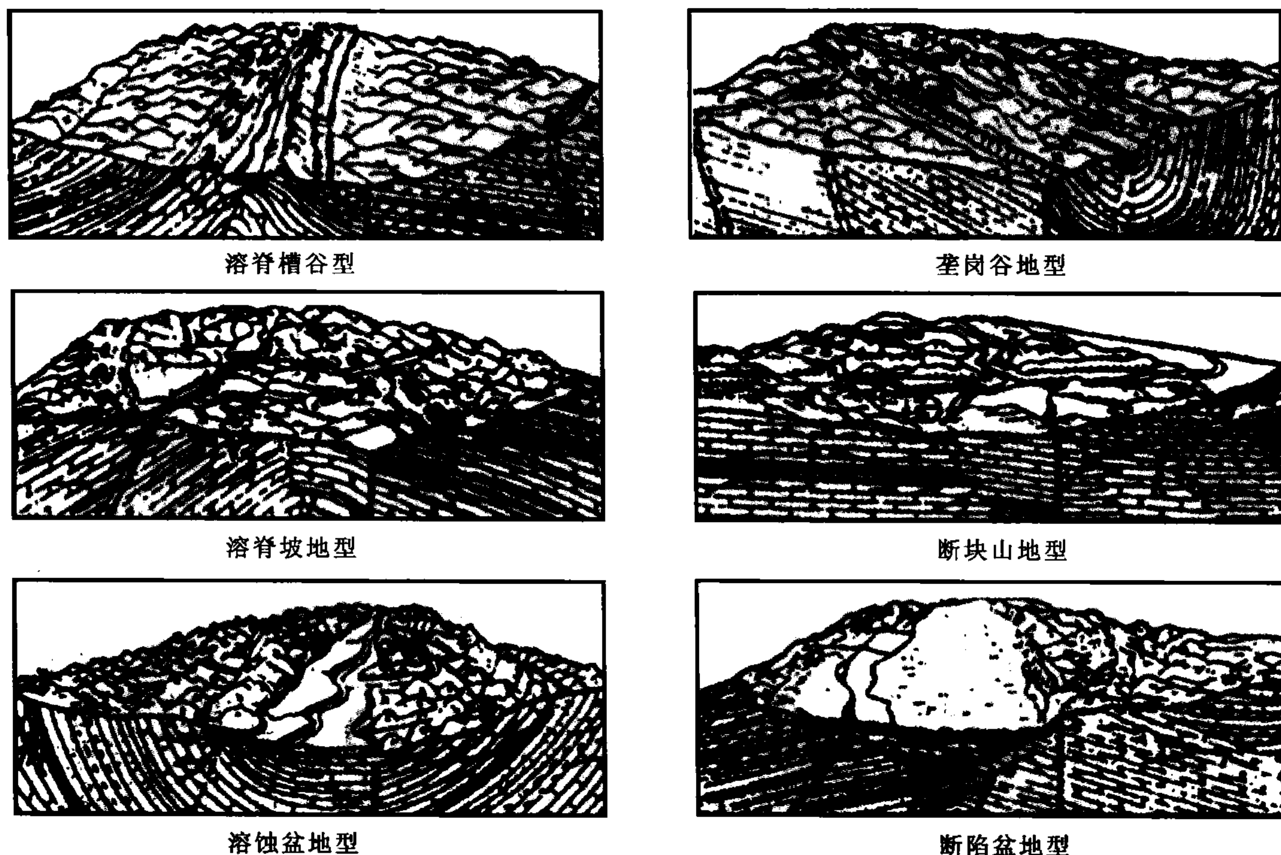


图 3-73　溶蚀-构造型岩溶模式图

③ 溶蚀-侵蚀型：除了强烈的溶蚀作用外，还具有强烈的河流侵蚀作用，形成与非碳酸盐岩露头区类似的地貌景观。其中碳酸盐岩中发育较大洞穴，并且有暗河、大泉向河谷的通道。总之，溶蚀、侵蚀同时发育。该类型包括高山深谷、中山峪谷和低山河谷三大类和钙板坡地、低梯田堤、高梯田堤、鳞状堤坝、拦水大坝及溢流大坝六亚类(图 3-74)。

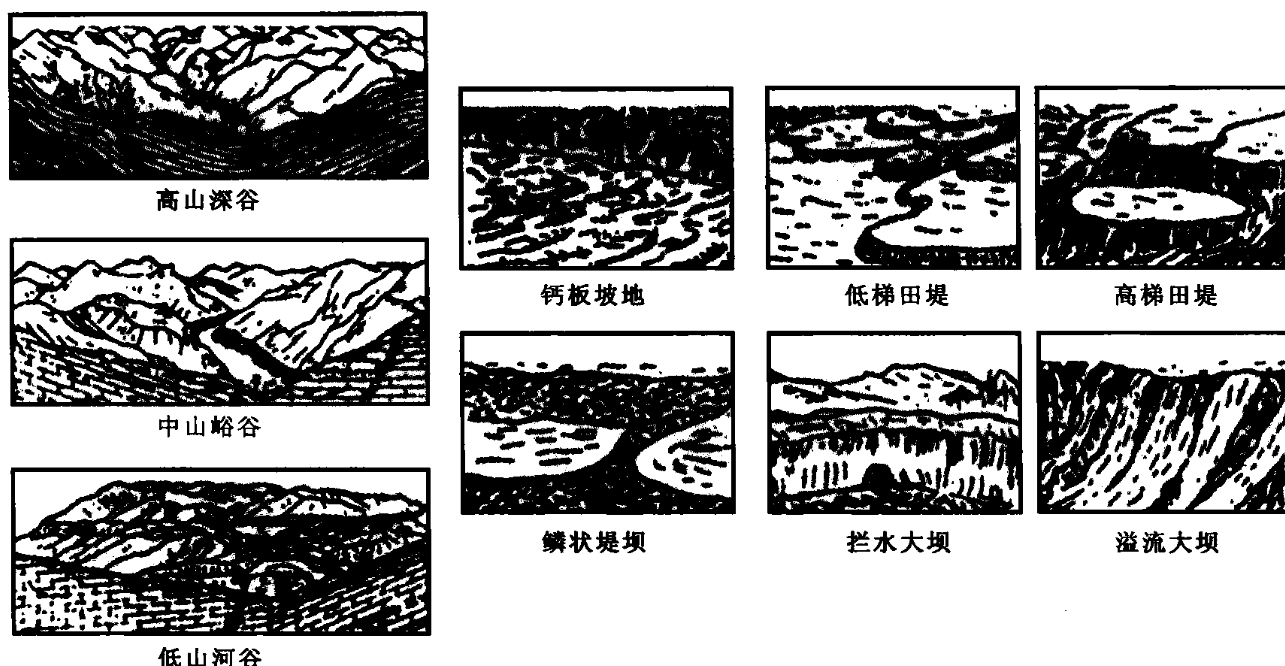


图 3-74 溶蚀-侵蚀型岩溶模式图

④ 溶蚀-熔蚀型：在大量岩浆岩发育区，碳酸盐岩被切割、溶蚀或变质，并且发育由深至浅的热液活动，常发生热液熔蚀作用和混合熔蚀作用。该类型包括隆起构造山原型、隆起构造山地型、破碎构造山丘型及破碎构造山盆型四亚类(图 3-75)。

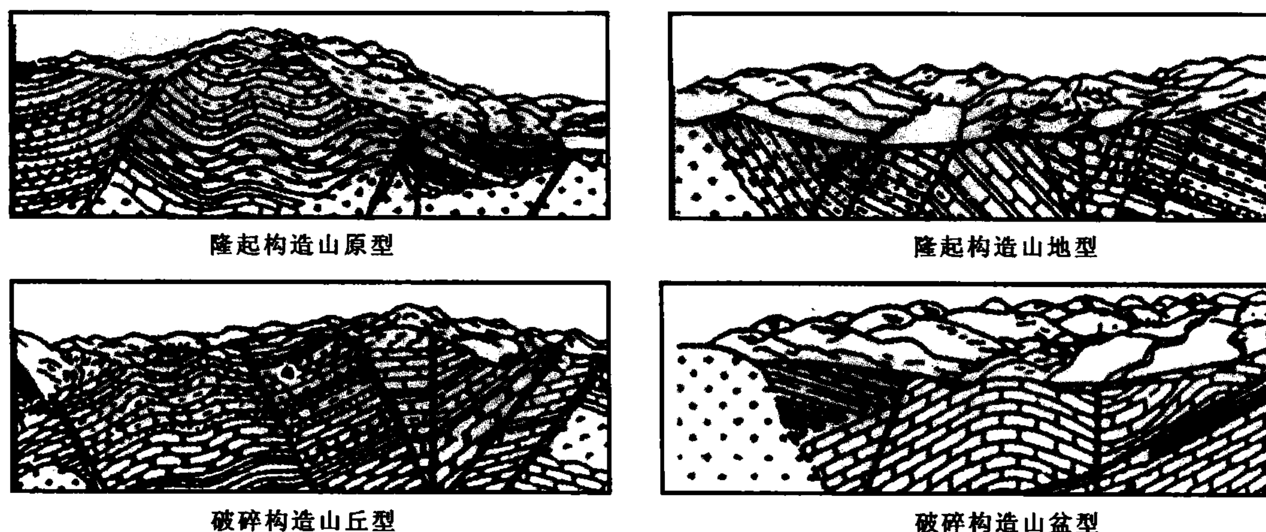
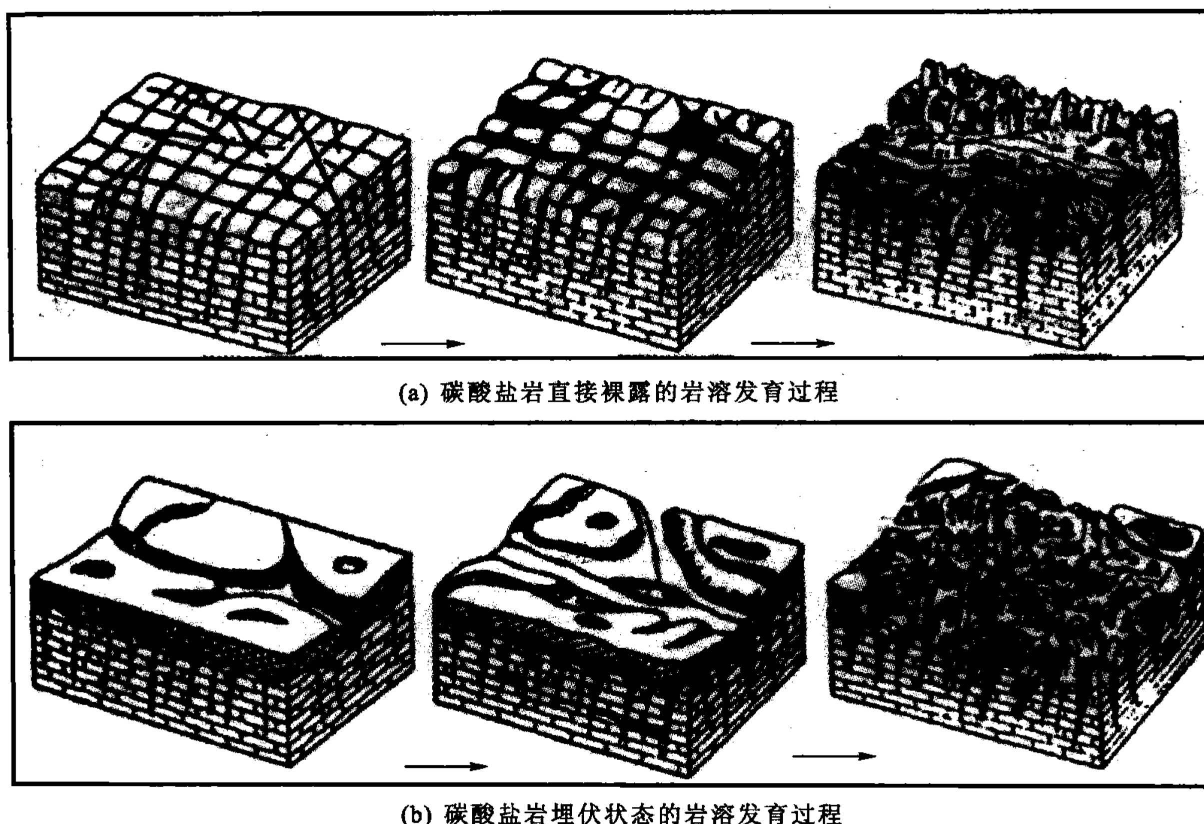


图 3-75 溶蚀-熔蚀型岩溶模式图

(2) 裸露岩溶发育特征

当大气水充注到碳酸盐岩陆表时，在陆表形成不规则凹痕和侵蚀的喀斯特面，在喀斯

特面上常发育溶蚀的沟和复杂的沟渠网络，这些仅发育于上部几米的岩石中。这些岩石内常发育大量的管道、孔洞和几厘米到数十厘米宽的节理。喀斯特的形成过程与古地貌、古水系、土壤因素密切相关(图 3-76)。



(a) 碳酸盐岩直接裸露的岩溶发育过程

(b) 碳酸盐岩埋伏状态的岩溶发育过程

图 3-76 现代岩溶发育过程

① 岩溶发育程度。

碳酸盐岩地层暴露地表的地貌态势以及古水系走向直接影响和控制古岩溶的发育强度。

据古地貌态势可将古地貌分为古高地、古斜坡、古洼地，古水系分为高位湖、低位湖，不同的古地貌与古水系组合直接控制古岩溶的发育强度。图 3-77 为古地貌、古水系与岩溶发育关系模式图。从古高地、古斜坡到古洼地，古岩溶发育强度逐渐变弱。

a. 古高地。古地貌高地是大气雨水的直接补给区，同时存在高位湖古水系。在这些条件具备或形成组合时，碳酸盐岩区主要发生垂向淋滤溶蚀。如果是拱张褶皱形成的古高地，大量发育的张性裂缝更利于垂向溶蚀，大气淡水对先期由拱张作用形成的裂缝系统进行溶蚀，形成落水洞及岩溶漏斗。在岩溶高地伴有高位湖的下渗溶蚀，岩溶强度最大，垂向淋滤溶蚀深，风化壳岩溶带厚度大。

b. 古斜坡。古地貌陡坡带，水流方式表现为径流，水流速度大，滞留残存少，碳酸盐岩主要发生侧向溶蚀作用，陡坡区主要发育断裂伴生裂缝，由于坡陡、水快、水少、水岩作用时间短，表现为侧向溶蚀作用较弱，形成的风化壳岩溶带较薄的特点。

在古地貌缓坡带，水流方式仍表现为径流，但水流速度小，滞留积水多，碳酸盐岩更主要的是发生侧向溶蚀作用。缓坡区主要发育断裂伴生裂缝，由于坡缓、水慢、水多、水岩作

用时间长，表现为侧向溶蚀作用强、形成的风化壳岩溶带较厚的显著特点。

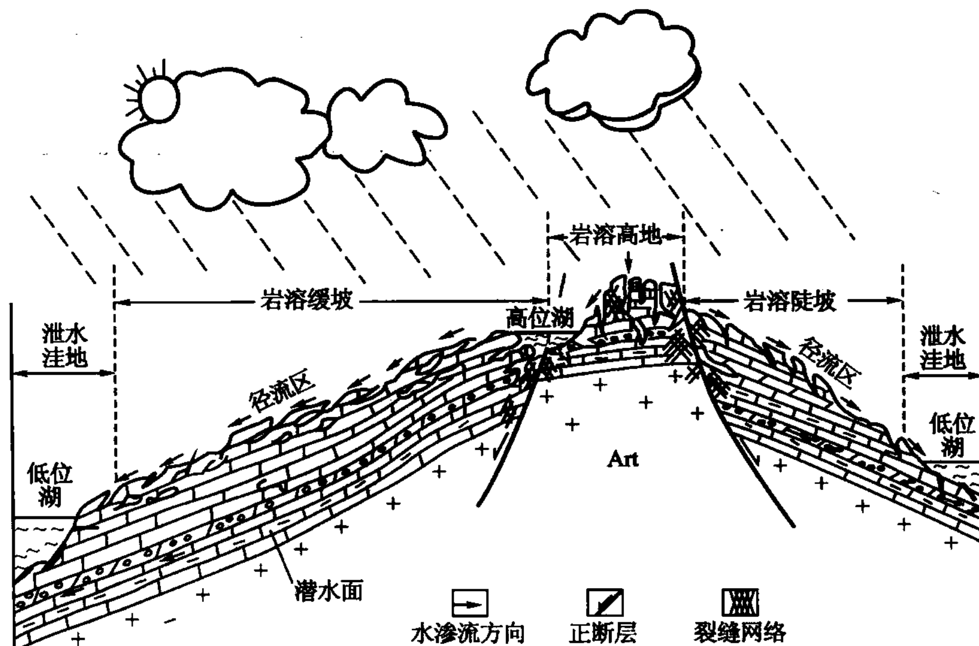


图 3-77 古地貌、古水系与岩溶发育关系模式图

c. 古洼地。古地貌洼地往往伴随低位湖水系，此地区为大气降雨的泄水洼地，水流方式为集结汇聚，原先形成的溶蚀孔洞被沉淀物填积充填或根本就不存在原始溶蚀储层。表现为有效缝和岩溶不发育的显著特点。

② 岩溶作用产物。

随着地表的进一步抬升，受地表渗滤水及层间水的作用，在原先形成的溶洞内发生化学沉积等作用。在洞穴、缝隙内主要有化学堆积、流水堆积、生物堆积、崩坍堆积等多种堆积作用。这些堆积最后形成姿态多变、琳琅满目的奇妙地貌景观。根据成因和形态特征，主要划分为以下几类。

a. 钟乳石：溶洞顶部向下生长的一种碳酸钙沉积物，又称石钟乳。它是渗流水流入洞顶后因温度、压力的变化，二氧化碳逸去，水中碳酸钙过饱和沉淀形成的。

b. 石幔：渗流水中碳酸钙沿溶洞壁或倾斜的洞顶向下沉淀成层状堆积而成，因形如布幔而得名。

c. 石盾：渗流水沿某一裂缝以一定角度渗出沉淀并呈盾状沉积物，盾体的直径从十多厘米至 4 m 或 5 m，厚度一般为 2～10 cm。

d. 石笋：由溶洞底部向上生长的碳酸钙沉积物，形如笋状而得名。洞顶下滴的渗流水在洞底发生溅击作用，经水的蒸发，二氧化碳逸去，碳酸钙发生沉淀，形成由洞底自下而上生长的石笋。

e. 石珊瑚：下滴水流和水花溅出的水珠粘附在洞壁或石笋、石幔的表面后，水珠中的碳酸钙再凝结而成的珊瑚状沉积。

f. 边石：地下水沿不平坦洞穴底部流动时由于二氧化碳散逸，碳酸钙沉淀而形成。边石的边为花边，有的成小坝，边石内常积水成塘。

③ 岩溶空间展布。

碳酸盐岩岩溶型储层受岩石本身的性质、构造单位、构造活动以及潜水面的变化等多种因素的影响，各种储集体往往纵横向交叉分布，共同构成了一个复式的立体储集空间。纵横向上，可以分为四个岩溶带(图 3-78)。

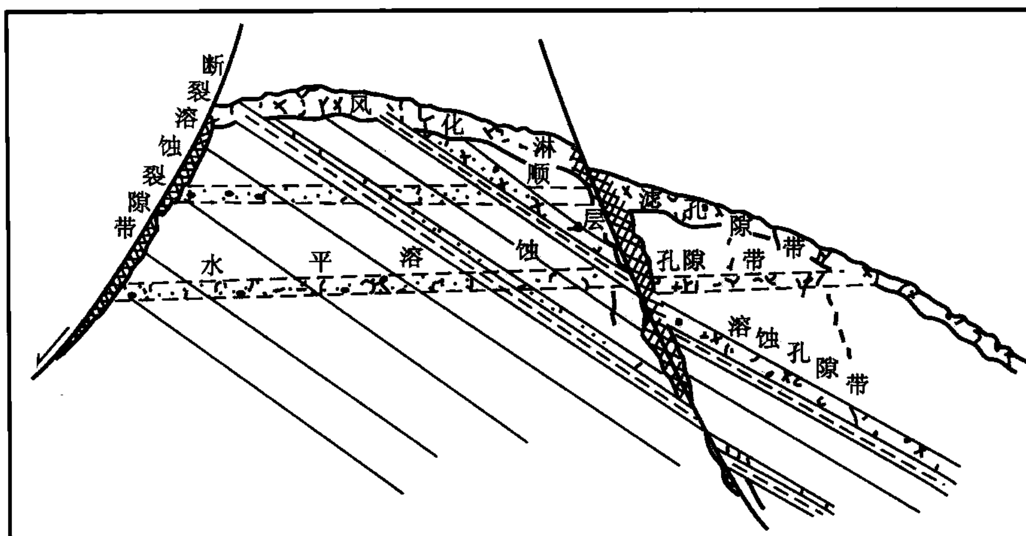


图 3-78　埋伏与地表状态岩溶段间的关系

a. 风化淋滤孔隙带。风化淋滤孔隙带均分布在碳酸盐岩沉积间断面或地表面上，组成碳酸盐岩岩溶带最外部的风化层。

b. 断裂溶蚀裂隙带。断裂及其有成因关系的裂隙为水介质提供了流动的通道，加大了水介质和碳酸盐岩的接触面积，加速了水介质的溶解作用，在断层附近形成溶蚀裂隙带。

c. 顺层溶蚀孔隙带。由于碳酸盐岩地层上下泥岩及泥质含量高的碳酸盐岩的限制，地层水只能在某一层段中顺层流动，在该层中溶解形成孔隙发育的碳酸盐岩岩层，形成顺层溶蚀孔隙带。若顺层溶蚀孔隙带的母岩为白云岩，孔隙多以小溶孔为主；若母岩为石灰岩，则其溶蚀孔隙以溶洞、溶缝为主。

d. 水平溶蚀孔隙带。水平溶蚀孔隙带形成于潜水面附近，大气降水通过地面垂直渗流带到潜流带，水流方向发生变化。在潜流带，水的流向主要是沿潜水面水平流动，形成溶蚀孔隙带。因为潜水面近于水平面，所以这个孔隙带称之为水平溶蚀孔隙带。

(4) 埋伏岩溶发育特征

① 岩溶发育程度。

碳酸盐岩埋伏状态的岩溶发育段远离地表，成因比较复杂。纵向上，该岩溶发育段与近地表的岩溶发育段之间往往存在非渗透层或差渗透层(图 3-76)。往往水系先切穿上覆非渗透层，然后发育岩溶现象。水系越发育，切入越深，岩溶愈发育。

② 岩溶产物。

岩溶产物与裸露岩溶一样，只是发育数量与规模要差。

③ 岩溶空间展布。

在潜水面以下，水平潜流带发育，在潜水面附近流速最快，溶蚀溶解能力最强，从而可

以形成水平溶蚀洞穴系统。如果一个地区经历多期构造活动和湖平面的变化，就可形成多期不同高度的潜水面，因而也就形成了多层水平洞穴系统和水平潜流带(图 3-79)。

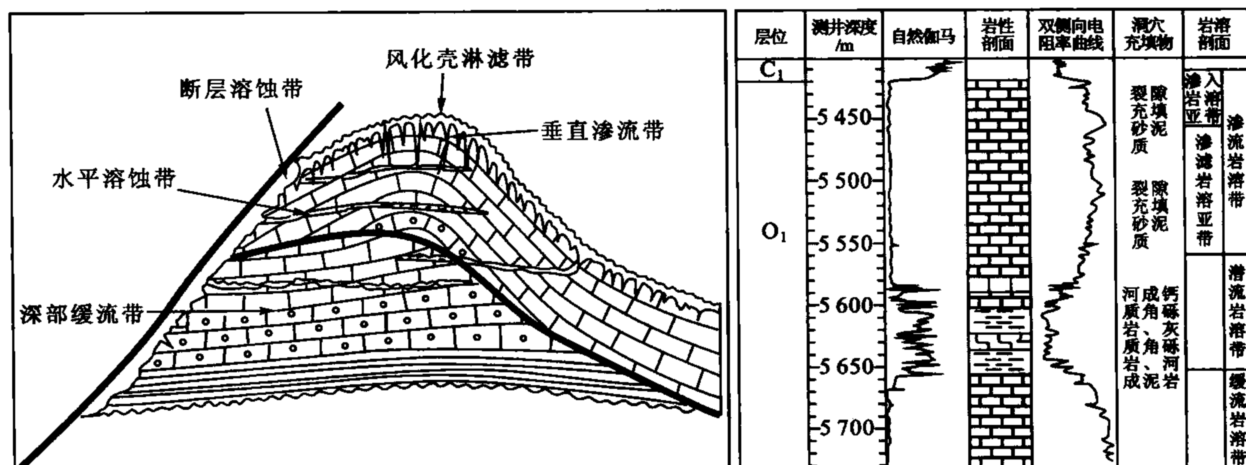


图 3-79　潜水面岩溶发育模式图

a. 渗流带。主要指地面以下、潜水面以上的洞穴发育段带。渗流带又称包气带、非饱和带，是大气水、地表水与地下水发生联系并进行水分交换的地带。降水通过岩层中的裂隙下渗，不断地溶蚀、扩大裂隙的空间。包括垂直或陡倾斜裂隙型洞穴、落水洞和竖井等。

b. 水平潜流带。指潜水面以下的洞穴发育带。这里的地下水流路最短，水的溶蚀能力强，溶洞发育较快，规模较大，可形成众多规模较大的水平洞穴系统。当侵蚀基准面下降、地壳抬升时，地下河便变成高悬于潜水面以上的干溶洞。如地壳多次抬升，就可形成多层水平干溶洞。如果早期地层为水平产状，则水平潜流带顺层发育；如果地层呈褶皱或倾斜状，则水平潜流带可穿层发育。

c. 深部缓流带。指潜水面以下的深饱水带(或潜流带下部)。地下水活动微弱，水体的活动受到限制，岩溶作用不强烈，裂缝、溶洞不发育，形成的洞穴规模小、不规则。

4. 碳酸盐岩风化壳及基岩潜山岩溶缝洞发育模式

在我国，东部断陷盆地以基岩潜山为主要特征，发育岩溶、裂缝等储集空间；西部拗陷盆地以古隆起或风化壳为特征，仅发育岩溶储集空间。两类盆地既具有相似性，又存在差异性。相似性表现在岩溶形成机理一致，储集空间类型一致，具有相似性；差异性表现在岩溶规模、期次不一样，分布规律不一样。考虑到它的相似性，下面以古隆起或风化壳的区域性古岩溶为例来说明几种岩溶发育模式的特点。

(1) 区域性古岩溶发育特征

区域性岩溶一般发育在大型古风化壳隆起上，后者按构造带位置分造山带、山前洼地、高地(或台地)、斜坡和盆地边缘(或盆地泄水区)五个单元。在长期暴露的潮湿气候条件下，碳酸盐岩的区域性溶蚀作用可以形成种类繁多的岩溶地貌和储集空间。不同构造带位置决定岩溶发育的程度和模式。造山带部位以剥蚀为主，岩溶不易保留(图 3-80)；山前洼地以沉积为主，岩溶不发育；高地部位渗流和潜流作用产生了种类繁多的岩溶地貌和储集空间，是典型的岛或山模式；在斜坡带，地表流和渗流极易发育溶洞；在盆地边缘，符合岸边岩溶模式(图 3-80)。下面分别阐述这些发育模式。

① 构造稳定区碳酸盐岩岩溶的发育过程。

高地、斜坡和盆地边缘形成了区域性淡水溶蚀体系。区域性淡水潜水面溶蚀体系是指降雨量较大地区潜流带中的淡水在重力作用下潜流，对碳酸盐岩产生溶蚀作用并形成的各种溶蚀缝洞。高地与斜坡地表溶蚀快，溶蚀峡谷和溶洞发育；而盆地边缘潜流和渗流溶蚀缝洞发育，特别是在地表水与盆地水的混合带溶蚀缝洞非常发育(图 3-81)。

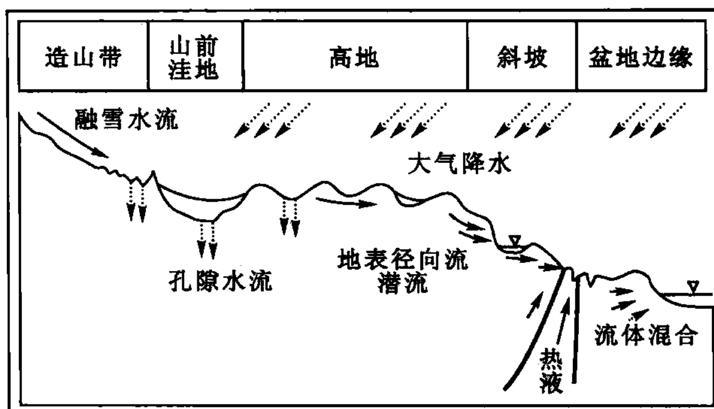


图 3-80 区域性古岩溶发育模式

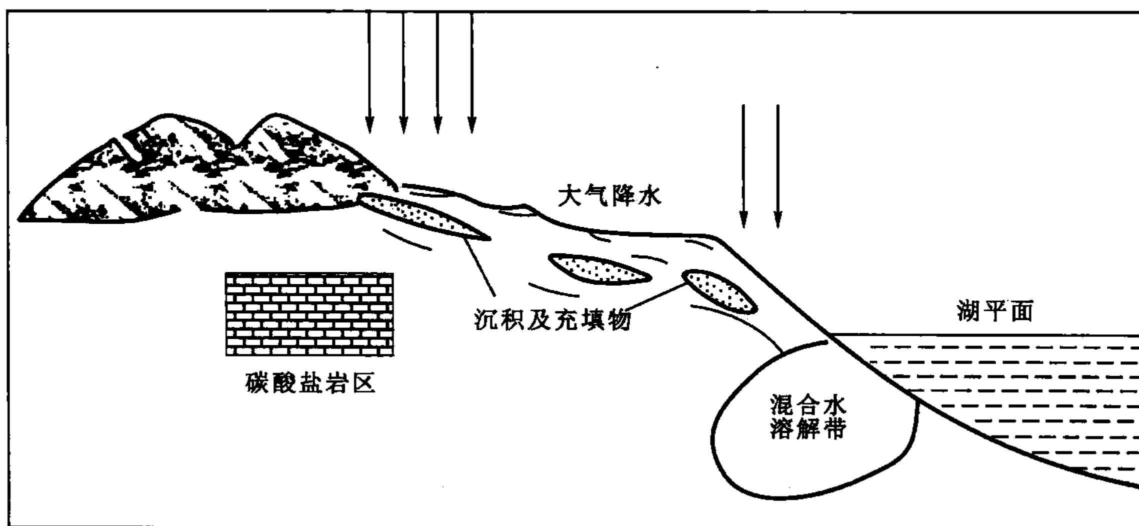


图 3-81 构造稳定区碳酸盐岩岩溶发育模式

② 储集性缝洞的形成。

在古地貌不同位置，渗流带和潜流带发育方式和程度不同，溶蚀缝洞系统也不同，不同位置的岩溶缝洞储集空间发育模式亦不同(图 3-82)。

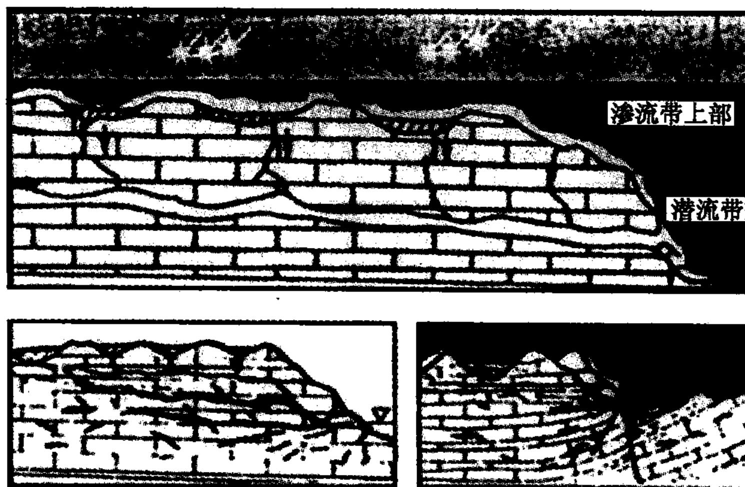


图 3-82 古地貌不同位置岩溶发育模式

高地符合渗流带、潜流带岩溶发育规律，渗流带以高角度缝洞为主，潜流带以盆倾低角度缝洞为主；斜坡带以地表河流和渗流带岩溶作用为主，溶蚀缝洞以盆倾低角度为主；盆地边缘符合岸边渗流和潜流带岩溶发育规律，溶蚀缝洞既有高角度的，也有盆倾低角度的。轮南—塔河就是古隆起—斜坡—盆地边缘的综合实例(图 3-83)。

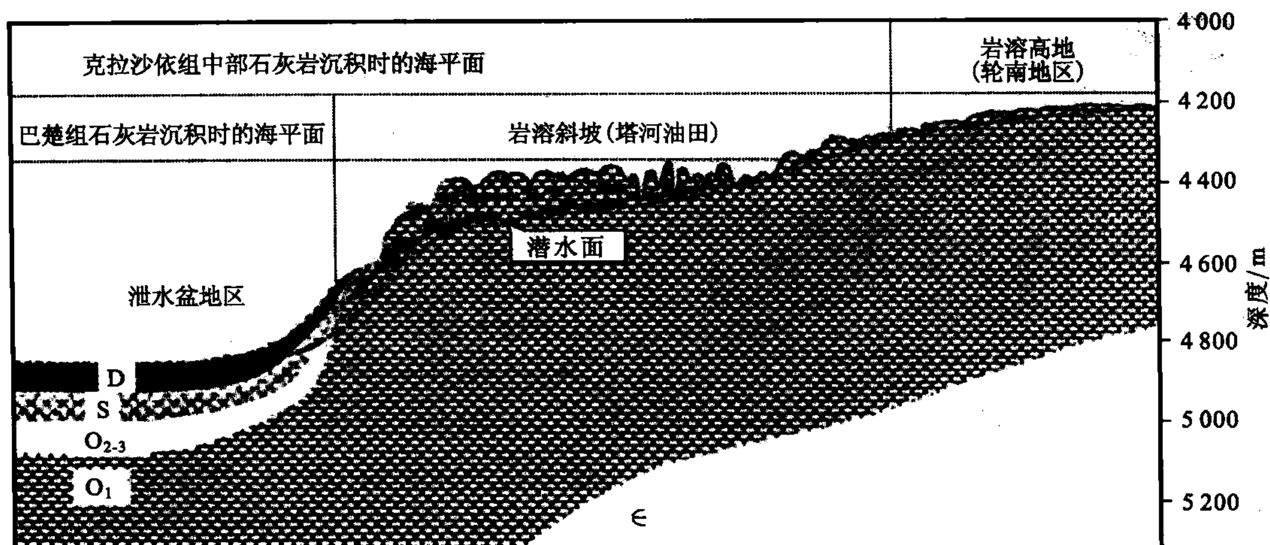


图 3-83 轮南—塔河古隆起—斜坡—盆地边缘岩溶发育模式

(2) 岸边渗流—潜流带的缝洞系统发育模式

渗流带分成上下两部分：上部为风化渗流带，下部为毛细管渗流带。渗流带的底部为潜水面(图 3-84)。海、湖岸边的碳酸盐岩溶蚀孔洞最为发育。

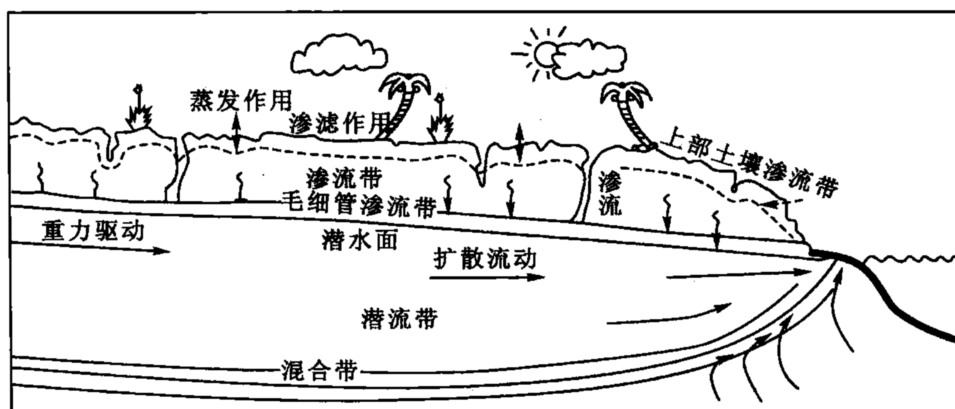


图 3-84 渗流带岩溶发育模式

① 渗流带储集空间的发育。

上部风化渗流带受气候影响明显。在降雨量大的地区，土壤被冲刷，碳酸盐岩直接裸露，溶蚀作用非常快，溶解的碳酸盐沿垂直的风化裂隙或构造裂缝渗流到下部的毛细管渗流带，或进入潜水带，或沉淀为方解石，容易形成落水洞、落水缝(图 3-85)。

在干旱—半干旱地区，表面存在土壤层和植被，地表水渗滤、蒸发相伴生，碳酸盐岩溶蚀、沉淀和胶结作用共存，形成了土壤带、硬结带、板结带、钙质团块带、钙砂土带、过渡带和母岩带；并存在岩石颗粒、晶体和胶结物溶蚀、再胶结等作用，而且出现降雨期溶蚀、干

旱期胶结的交替现象。只有钙质团块和钙砂土带孔隙发育、渗透性能好。总体讲,此时溶蚀发育,但沉淀和胶结也发育,所以溶蚀缝洞不显著(图 3-86)。

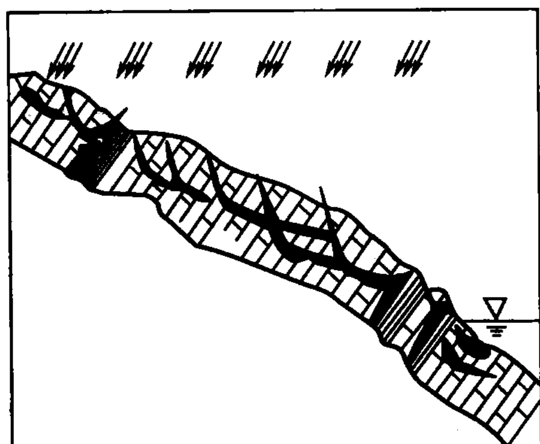


图 3-85 风化渗流带上部岩溶发育模式

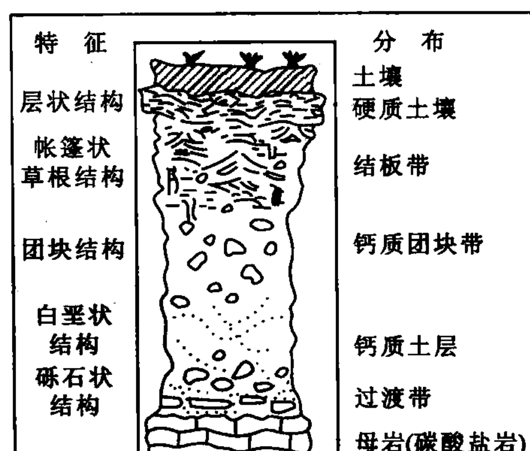


图 3-86 干旱区渗流带特征

在降雨量大的地区,下部毛细管渗流带从上部渗流下来的为 $CaCO_3$ 未饱和水,所以该带溶蚀作用格外明显,常常在底部形成平行潜水面的地下河道,以及河道上方的高角度溶蚀缝洞。溶蚀缝洞基本沿风化和构造裂隙发育。在降雨量小的地区,上方渗流下来的为 $CaCO_3$ 饱和水,所以原生孔隙、裂缝中沉淀纹层状文石,后期转化为纹层状、不规则的方解石等胶结物。总之,此时溶蚀作用为沉淀或胶结作用,早期的缝洞会减少。

② 潜流带储集空间的发育。

碳酸盐岩潜流带是储集空间最发育的层带。

降雨量大的地区潜水流量大,溶蚀作用强烈,潜流河道等洞穴发育,可以产生低角度的缝洞等储集空间。其中潜水与盆地水混合区溶蚀作用十分强烈,孔洞非常发育。气候干旱时潜水面下降,已溶蚀的缝洞会被方解石等再胶结。

巴巴多斯的教堂岛是更新世抬升出露的 90 m 厚珊瑚礁灰岩,礁灰岩之下为致密的硅质碎屑岩不渗透层。地表水通过漏水洞和裂缝直接进入潜流带,在重力作用下沿着礁灰岩的底部向大海一侧流动,在海岸线附近出现涌泉,礁灰岩内形成广泛的溶蚀孔洞(图 3-87)。

③ 岸边渗流带和潜流带储集空间分布特征。

渗流带主要为垂向的风化裂缝、构造裂缝;湿润区可以形成漏水洞、地表或地下河;干旱区风化裂缝发育,溶洞不太发育。潜流带低角度—水平溶蚀缝洞发育,混合水区发育大缝、大洞,可以出现巨型洞。湿润区的潜水流速大,缝洞等储集空间很发育;混合水带易出现溶洞坍塌。干旱区缝洞一般只出现在混合水区,储集空间相对较小。总之,缝洞等储集空间的发育是不对称的,越靠近汇水盆地,越发育。缝洞产状在渗流带以高角度为主,在潜流带以低角度为主,倾向盆地方向。

由于气候变化、构造变动,潜水面会上下波动。在剖面上会发育多期渗流带和潜流带溶蚀孔洞;不同期次形成的缝-孔-洞等储集空间、洞穴垮塌物、洞穴沉积物等具有不同的地质地球化学特征。当气候干旱或潜水面下降很大时,洞穴沉积物、方解石等充填溶洞和

裂缝(图 3-88)。

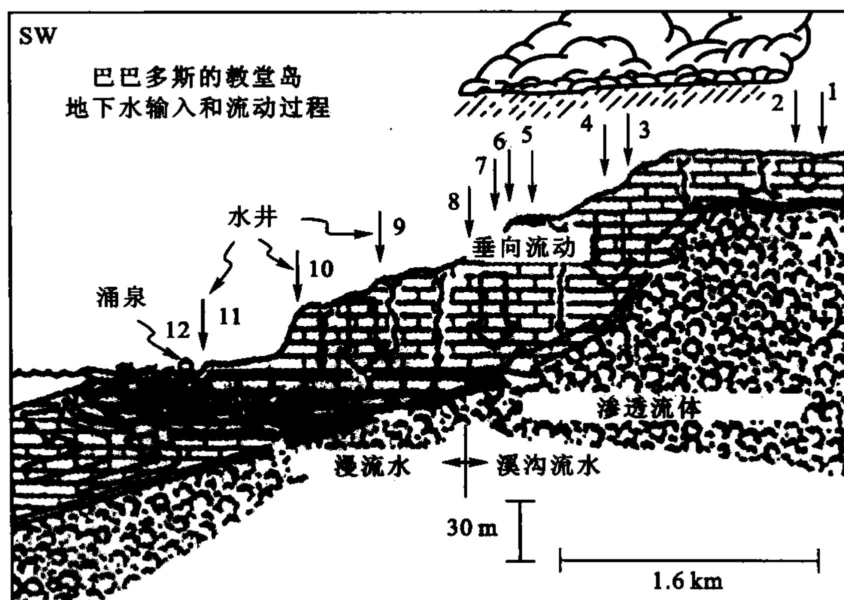


图 3-87 巴巴多斯教堂岛潜流带岩溶作用模式

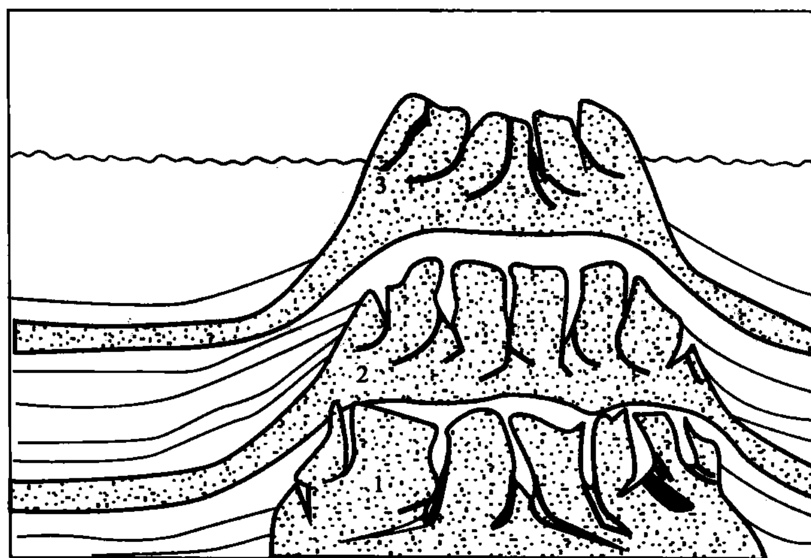


图 3-88 多期次渗流带岩溶孔洞发育特征

1 代表第一期或最老一期;2 代表新一期;3 代表更新一期

图 3-89 是轮南 19 井综合岩性柱状图,在中奥陶统大湾组上部发育了两套岩溶储层。

(3) 岛屿或山丘渗流带、潜流带缝洞系统发育模式

从渗流带下来的淡水及其与潜流水的混合作用是碳酸盐岩溶蚀孔洞带的主要作用。溶蚀孔洞发育在混合水分布的透镜体内(图 3-90)。

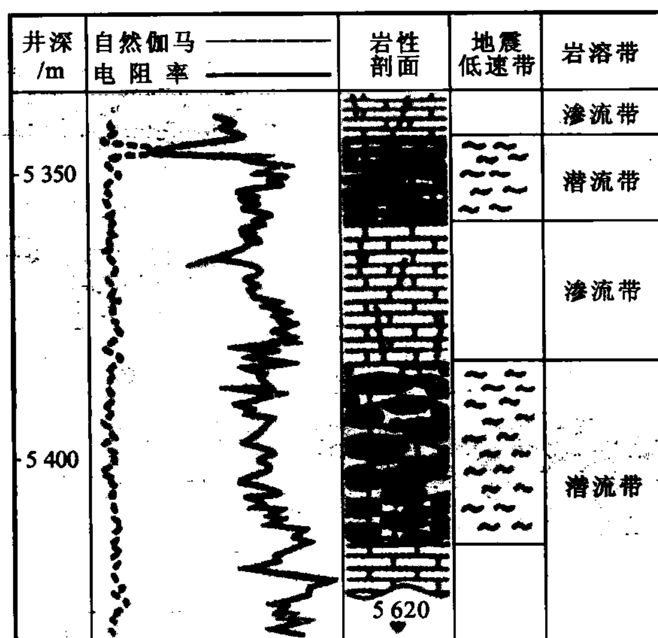


图 3-89　轮南 19 井中奥陶统大湾组上部两套岩溶储集空间

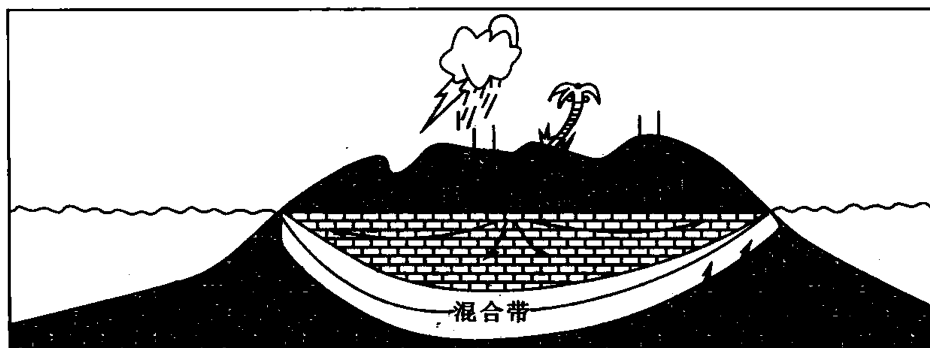


图 3-90　混合水分布带内溶蚀孔洞发育模式

① 溶蚀透镜体发育机制。

在湖或海中的孤岛，潜水面就是湖或海平面，渗流淡水与盆地水混合的透镜带厚度在5～15 m之间；溶蚀孔洞常在靠近湖或海平面处格外发育。在降雨量大的地区或季节，透镜状溶蚀带发育快，而在干旱区或干旱季节，潜水面加深，水中碳酸盐达到饱和浓度，溶蚀作用停止，储集空间逐步收缩或消失(图 3-90、图 3-91)。

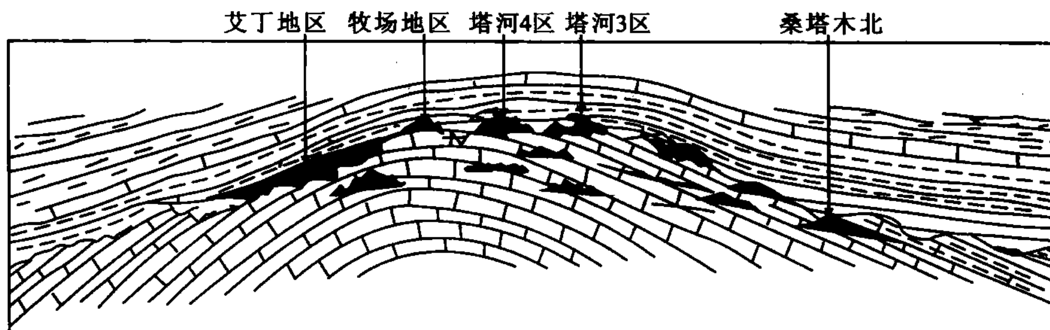


图 3-91　岛状或山丘带岩溶作用模式

东部断陷盆地的基岩潜山、西部拗陷盆地古隆起的水淹部位、褶皱高点生物礁或生物滩的溶蚀缝洞在渗流带以高角度缝洞为主，在潜流带以低角度或水平缝洞为主。中—大型缝洞发育，巨型洞穴不发育。

② 溶蚀缝洞发育具有旋回性。

岛或山的构造活动、气候干湿变化、湖或海平面升降决定了溶蚀缝洞发育具有旋回性(图 3-92)。岛屿岩溶的储层发育模式对解释和预测残丘山头或褶皱顶部的缝-孔-洞系列具有重要意义。

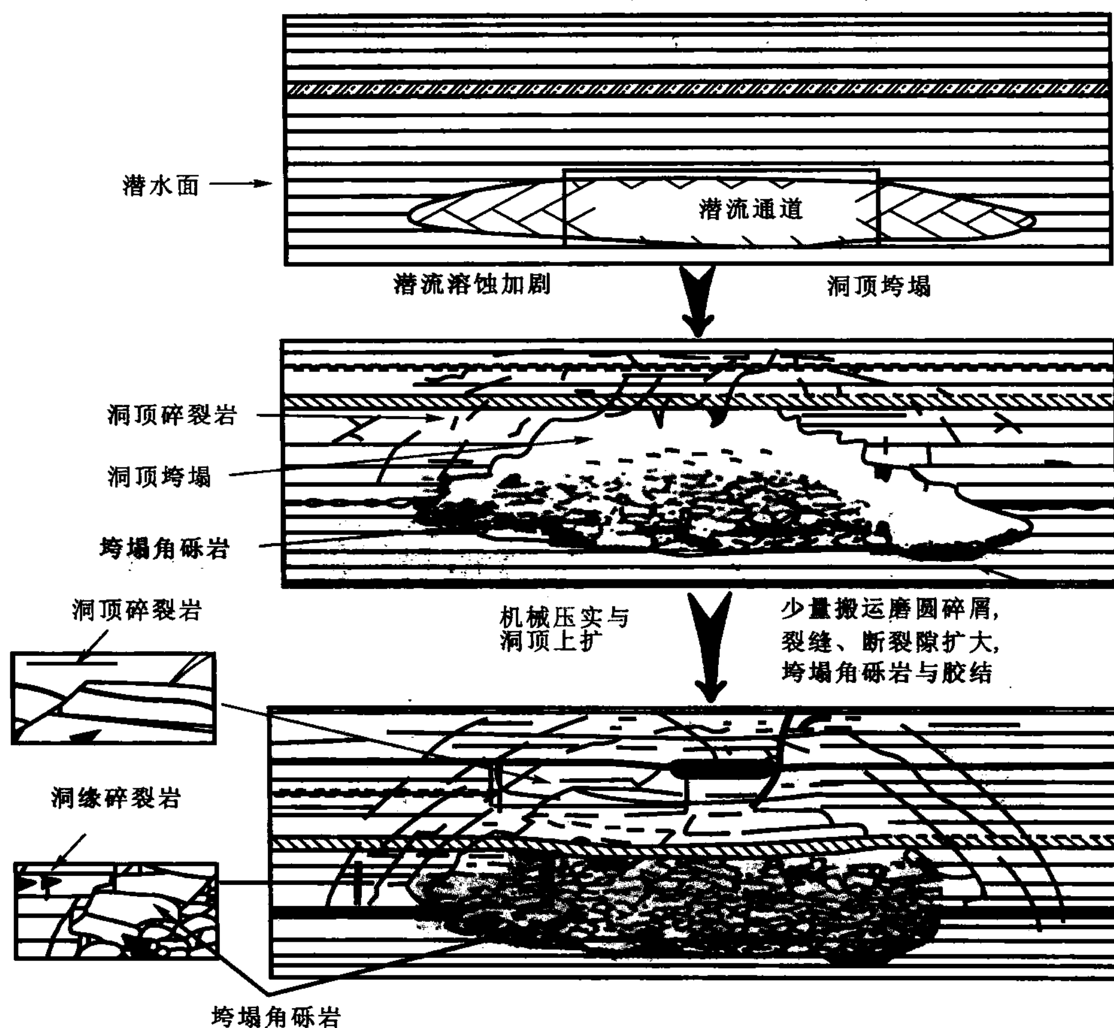


图 3-92　溶蚀缝洞发育旋回性模式图

岛屿岩溶缝洞储集空间呈透镜体状分布(图 3-93)，钻遇溶洞、溶缝的井都存在钻具放空和严重钻井液漏失现象。

(4) 潜流溶蚀洞穴及其储集空间发育模式

碳酸盐岩溶蚀缝洞可以形成巨型储集空间。其形成过程是：首先形成潜流溶蚀透镜带，洞顶岩层产生裂缝并垮塌形成溶洞，压实作用使洞顶垮塌、周围产生大量裂缝、地面塌陷，当潜水面上升时，洞穴向上扩大，垮塌角砾岩胶结成岩(图 3-94)。

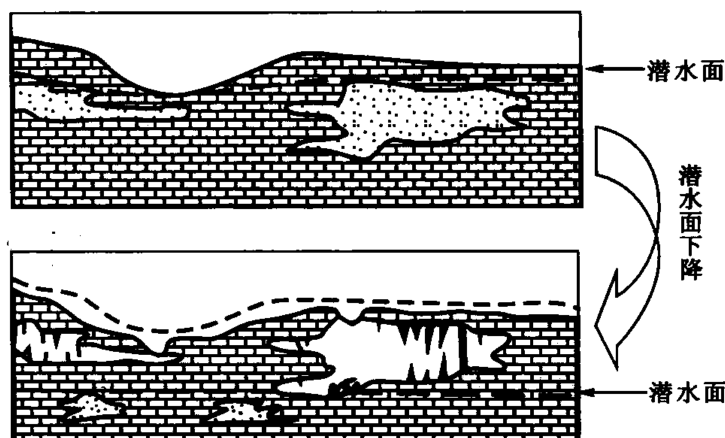


图 3-93　岛屿岩溶缝洞储集空间透镜体状分布特点

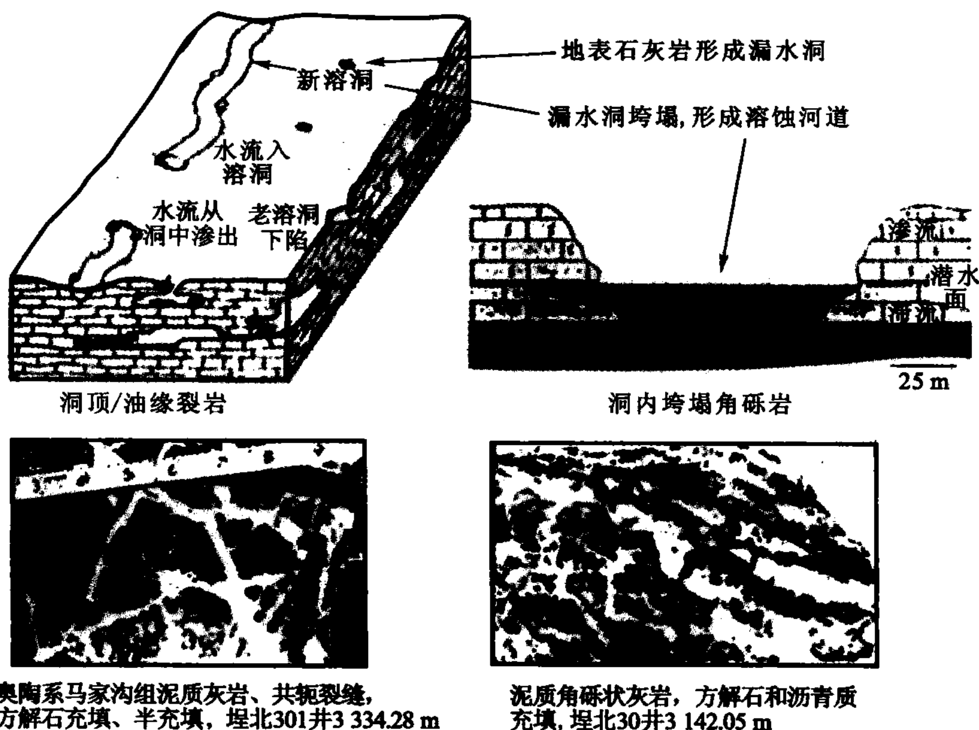


图 3-94　碳酸盐岩溶蚀缝洞形成巨型储集空间

潜流洞发育在潜水面之下，潜水面下降，潜流洞也向下移动，原来的洞穴则发育石笋、钟乳石、石柱等沉积物，或者垮塌充填(图 3-95)。同一期次的潜流洞由一个潜水面控制形成；潜流通道与地表河流、洼槽、峡谷、断槽位置和走向一致。受古地形控制，平面上潜流水道相互交叉、相互切割，形成复杂的脉状溶洞-裂缝-垮塌角砾岩储集空间(图 3-96)。剖面上潜流水道相互叠置、相互切割。



图 3-95 潜水面下降变化引起洞穴发育石笋及垮塌充填

(5) 具不渗透隔层岩溶储集空间发育模式

岩溶储集空间发育明显地受碳酸盐岩岩性组合及相带控制，不渗透性岩层的产状控制了溶蚀孔洞带的产状。如果碳酸盐岩中具有不渗透隔层（页岩、泥灰岩），那么渗流带的水就会沿不渗透层流动，在不渗透层之上形成溶蚀孔洞带（图 3-97）；如果潜流带中存在不渗透隔层，潜水流沿不渗透隔层流动，也会在不渗透隔层之上形成储集空间。高能环境的渗透性碳酸盐岩容易在渗流带或潜流带中形成溶蚀孔洞；脆性碳酸盐岩在褶皱和断层附近容易形成裂缝。潜水面升降和多层次不渗透隔层控制了储集空间呈层状发育（图 3-98）。当不渗透层 1 靠近潜水面时，该层之上发育水平方向的溶蚀空间，再向上则为倾向盆地的高角度缝洞。当块体向上抬升或潜水面下降，则在不渗透层 2 顶部形成横向储集空间，再向上主要是贯通不渗透层 1 的高角度溶蚀孔洞。当块体进一步抬升或潜水面下降，则在不渗透层 3 之上形成储集空间，类似上述情况。

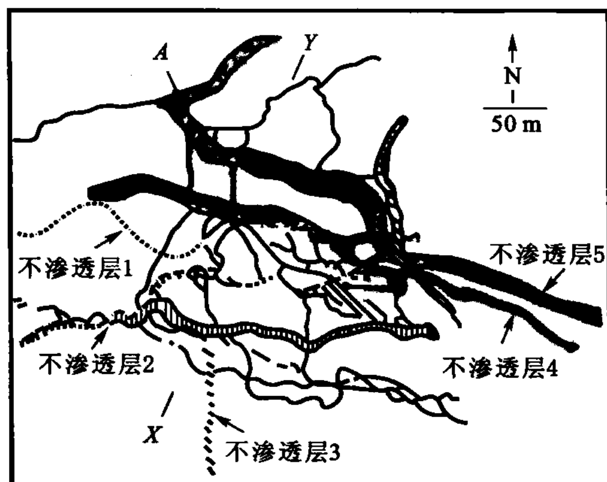


图 3-96 平面上潜流水道形成复杂的储集空间

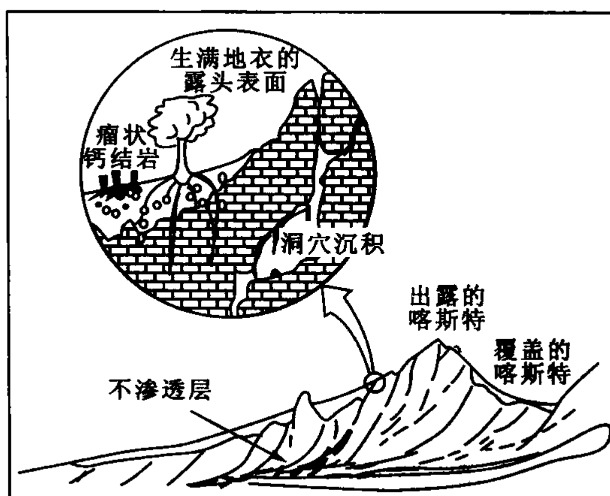


图 3-97 不渗透层之上溶蚀孔洞发育模式

当块体沉降或潜水面上升，可能在潜水面附近原来较薄弱的不渗透层附近形成新的储集空间。

总之，不同期次的古潜水面控制了不同期次的储集空间的形成。

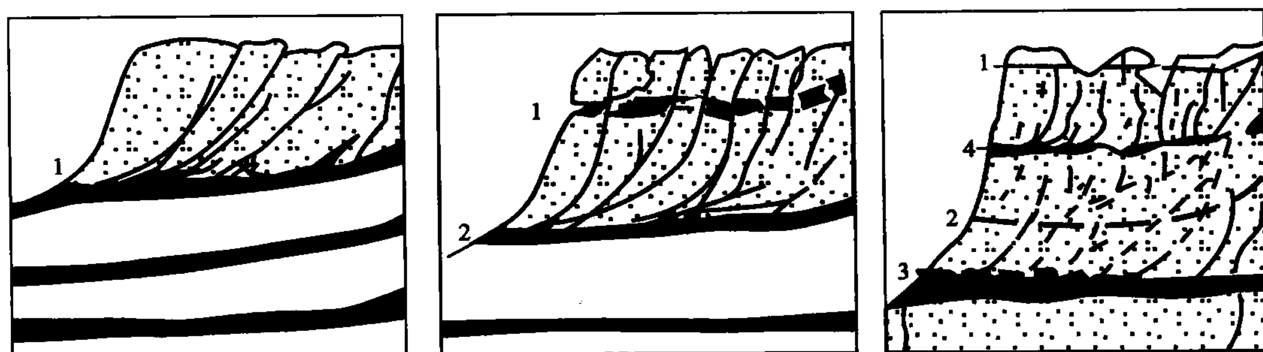


图 3-98 潜水面升降和多层不渗透隔层控制储集空间层状发育模式图
1 代表第一期或最老一期

(6) 硫酸盐岩溶蚀作用及其储集空间的发育特征

分散的硫酸盐岩(如石膏、硬石膏)溶蚀现象十分普遍(深岩溶);集中的硫酸盐岩常与碳酸盐岩共生,溶蚀作用也是伴生的。

在沉积—埋藏过程中形成硬石膏:$Ca^{2+}+SO_4^{2-}$→石膏→硬石膏(体积减小)。

在风化—溶蚀过程中硬石膏被溶蚀:硬石膏→石膏(体积增大)→$Ca^{2+}+SO_4^{2-}$。

在岩溶过程中渗流洞或潜流洞的底部常见的石膏层就是溶蚀这一原因所导致的(图 3-99)。

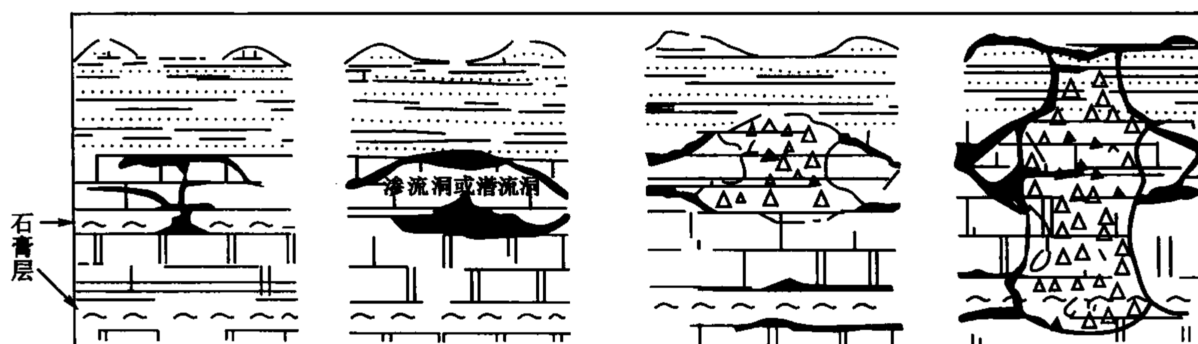


图 3-99 硫酸盐岩岩溶渗流洞或潜流洞与石膏层关系图

硫酸盐岩集中溶蚀满足三个条件:a. 温度大于 70℃;b. 矿化度较高的水(热液);c. 与碳酸盐岩溶蚀伴生。石膏在有机质参与下易溶蚀,如果三个条件均满足,那么:



$$CaSO_4+\text{有机物}\xrightarrow{\text{细菌}}CaCO_3+H_2S+H_2O$$

此外石膏在盐水中也易溶蚀,石膏在较高温度下同样易溶蚀,但石膏层的溶蚀主要出现在潜流带之下的有机质成熟带(图 3-99)。

总之,区域性古隆起存在的岸边、岛屿或山头、溶洞、隔夹层缝洞发育模式对于油气储集空间预测具有直接指导作用,对于碳酸盐岩缝洞油气的开发意义更大。

这些模式的组合以及与断层、构造形变、岩性变化的复合形成了复杂多变的缝洞成因类型和非均质性特征。高能环境沉积的原生孔隙发育的渗透性碳酸盐岩、露头区褶皱弓弯处、断裂带附近容易产生裂缝的脆性碳酸盐岩等容易产生缝、洞储集空间。

第四章　储层的微观孔隙结构

无论储层的成因如何，它们的孔隙类型、喉道类型以及孔隙、喉道的配合关系与储层的储集性能及采收率有密切关系。因此要对储层的孔隙结构进行研究。

第一节　储层的孔隙空间和孔隙结构

一、储层的孔隙空间

岩石中未被颗粒、胶结物或杂基充填的空间称为岩石的孔隙空间。孔隙空间可以均匀地散布在整个岩石内，亦可以不均匀地分布在岩石中形成孔隙群。岩石孔隙空间又可分为孔隙和喉道。一般可以将岩石颗粒包围着的较大空间称为孔隙，而仅仅在两个颗粒间连通的狭窄部分称为喉道。

孔隙和喉道的配置关系是比较复杂的。每一支喉道可以连通两个孔隙，而每一个孔隙则至少可以有三个以上的喉道相连接，最多的可以与6～8个喉道相连通。孔隙反映了岩石的储集能力，而喉道的形状、大小则控制着孔隙的储集和渗透能力。

砂岩的孔隙和喉道的大小及形态主要取决于颗粒的接触类型和胶结类型，砂岩颗粒本身的形状、大小、圆度和球度也对孔隙和喉道的形状有直接影响。

与砂岩相比较，碳酸盐岩的储集空间比较复杂，次生变化非常强烈，可以产生大量次生孔隙，再加上常发育裂缝，使碳酸盐岩储集层具有岩性变化大、孔隙类型多、物性变化无规律等特点。

二、储层的孔隙结构

在研究储集岩中孔隙和喉道的相互关系时，提出了孔隙结构的概念。一般来说，储集岩的孔隙结构是指岩石所具有的孔隙和喉道的几何形状、大小、分布及其相互连通关系。

流体沿着复杂的孔隙系统流动时，将要经历一系列交替着的孔隙和喉道。无论是在石油的二次运移过程中从孔隙介质中驱替沉积期间所充满的水时，还是在开采过程中石油从孔隙介质中被驱替出来时，都受到流体通道中最小的断面(即喉道直径)所控制。显然孔隙结构是影响储集岩渗透能力的主要因素。因此要对储层的孔隙结构进行研究。

在碳酸盐岩储集岩中，除了与砂岩的孔隙结构有一致性外，由于溶洞、裂缝等次生孔隙发育，其孔隙结构有特殊性。通常，在各种碳酸盐岩储集岩中，孔隙结构是指岩石所具有的孔、洞、缝的大小、形状及相互连通关系。

第二节　碎屑岩储层的孔隙类型

按孔隙的成因，可将碎屑岩的孔隙类型分为原生孔隙、混合孔隙和次生孔隙。

一、原生孔隙

原生孔隙是沉积时期或在成岩过程中形成的孔隙。原生孔隙主要是粒间孔隙。砂岩可以是杂基支撑或颗粒支撑，也可以含胶结物，在颗粒、杂基及胶结物之间的孔隙称为粒间孔。粒间孔在砂岩中最普遍，其结构受砂岩成分及组构的控制，其分布直接与沉积环境有关，经成岩后生变化而发生变化。

以原生粒间孔为主的砂岩储层，其孔隙大，喉道粗，连通性较好，储集能力和渗透能力都好，是我国主要的含油气储层。

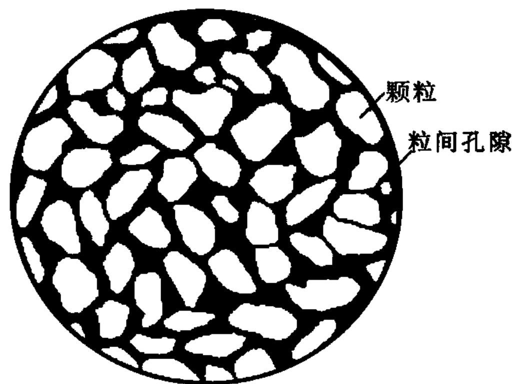


图 4-1　粒间孔隙的镜下示意图

松辽盆地第三系产层的细砂岩储层、渤海湾盆地第三系的砂岩储层均以粒间孔隙为主。典型的粒间孔隙的镜下素描如图 4-1 所示。

二、混合孔隙

混合孔隙指由部分原生孔隙和部分次生孔隙组成的孔隙。例如，砂岩颗粒的边缘遭受溶蚀形成的次生孔与原生孔的组合；砂岩发生不完全的胶结作用，胶结物溶解形成的次生孔隙与原生孔隙的组合；在砂岩颗粒边缘的交代物溶解形成的次生孔隙与原生孔隙的组合；在砂岩颗粒边缘被交代时，经常与其相邻的粒内空间同时被同一种矿物所胶结，当这些自生矿物全部被溶解以后，就会形成混合孔隙。以上这些孔隙都是混合孔隙(图 4-2)。大部分孔隙都是混合成因的，它们可以具有次生孔隙的所有结构方式。混合孔隙中原生孔隙和次生孔隙的相对含量往往难以估计。

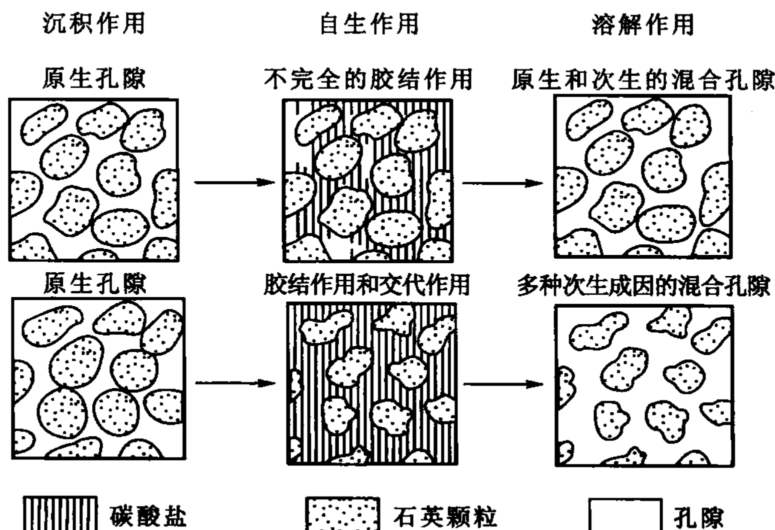


图 4-2　混合孔隙结构发育示意图

三、次生孔隙

砂岩的次生孔隙主要是其非硅酸盐组分(以碳酸盐矿物为主)溶解的产物。形成这种溶解孔隙的可溶物质可呈三种结构形式:沉积的物质、自生胶结物以及自生交代产物。岩石组分的破裂和收缩也可使砂岩产生重要的次生孔隙,不过,通常在数量上都是居于次要地位的。

按其成因,我们可以将次生孔隙划分为五种基本类型(图 4-3)。

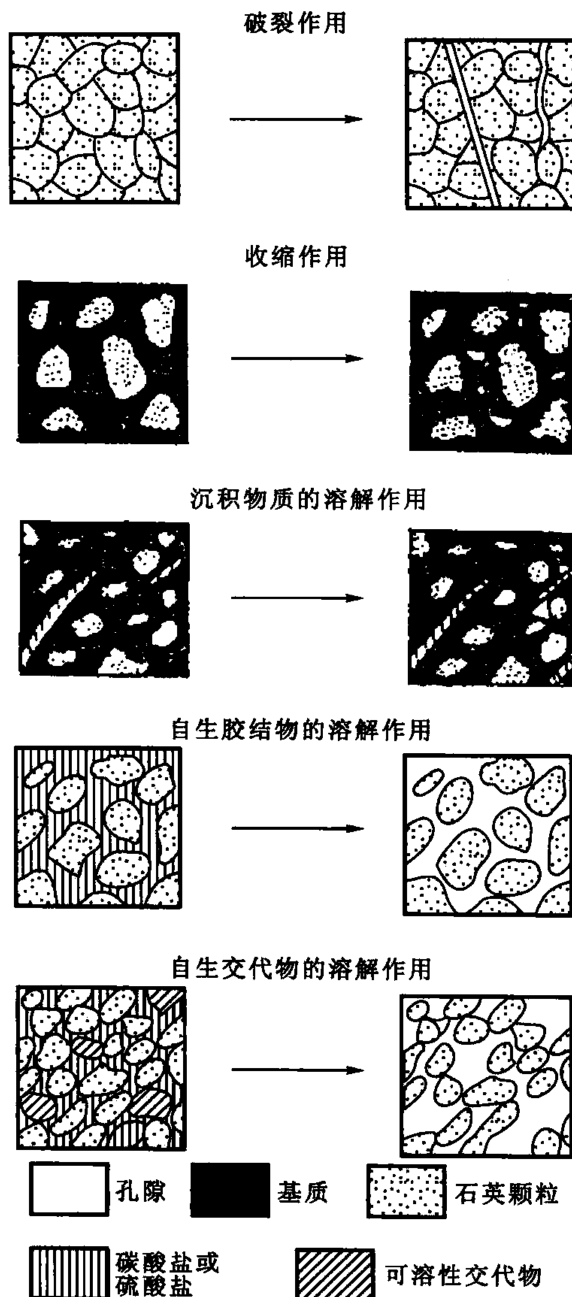


图 4-3 次生孔隙的基本成因类型

1. 破裂产生的孔隙

由于岩石或岩石组分发生破裂作用而形成破裂面,后来充填裂隙物质的溶解可以形成重新开启的裂缝。

① 第一种裂缝是张开的裂隙。张开的岩石裂隙具有延伸长度超过单个颗粒或单个粒间空间的分离面。岩石裂隙常常沿着颗粒边缘延伸，但在固结很好的砂岩中，它们可以切穿单个砂粒，也可以切穿基质、胶结物、交代物和其它成岩组构。所以，它们是研究成岩次序的极好工具（例如，被张开裂隙切割的缝合线，其形成时间早于裂缝）。岩石裂隙的形状、方向和大小，可以提供有关成因的线索。砂岩中张开岩石裂缝的大小，可从不到 1 mm 长的发丝状显微裂隙，到相当长和宽的裂缝。

张开的岩石裂隙是很常见的一种孔隙结构类型。其重要性在于它能使许多砂岩层具有渗透性。张开的岩石裂隙可分成四种成因类型：原生裂缝；由于沉积物溶解而形成的重新开启的裂缝（例如裂缝在暴露地表时被充填，随后充填物又被溶解）；由于胶结物溶解而形成的重新开启的裂缝；交代矿物溶解而形成的重新开启的裂缝。溶解作用可使充填的裂缝部分或全部重新开启。

② 第二种是张开的颗粒裂隙。其特征为分离面限于个别颗粒之中。切穿整个颗粒的裂隙显然是次生的，而仅仅切过颗粒一部分的裂隙可能是原生的，也可能是次生的。

张开的颗粒裂隙所起的作用变化相当大，它取决于砂岩的成岩历史，在数量上它们只占孔隙的很小部分，但是对于了解成岩和孔隙历史却有着鉴定的价值。张开的颗粒裂隙可有三种成因类型：原生裂缝；胶结物溶解后重新开启的裂隙；交代裂隙胶结物的矿物溶解后，重新开启的裂隙。

③ 第三种是张开的粒间裂隙。张开的粒间裂隙限于单个粒间空间组分中，它们产生在粒间基质、粒间胶结物和粒间交代矿物中，其成因永远是次生的。裂缝可以切过整个粒间空间，或者只切过它的一部分。

张开的粒间裂隙很少见，但可为确定成岩次序（其中包括颗粒骨架机械和化学压实作用）提供极好的证据。张开的粒间裂隙具有和上述颗粒裂隙相同成因类型。

尽管这些裂缝对增加储层的孔隙度所起的作用不大，但对改善储层的渗透率有重要意义。另外对成岩作用也有一定的影响。因为它们加大了岩石与地下流体的接触面积，使颗粒及胶结物溶解形成次生溶孔，显然这与内部的微裂隙有关。

2. 收缩孔隙

收缩孔隙是由一些矿物在脱水和重结晶过程中形成的孔隙。它可出现在颗粒、杂基和胶结物中。因此，收缩孔隙包括了多种多样的孔隙结构。它的规模通常可以从微观到接近砂岩颗粒的大小，其形状可以是孔，也可以是缝。例如，东濮凹陷沙三段储层中见到的主要是收缩缝，它们主要形成于泥岩、砂岩中的泥岩屑及泥质粉砂岩中。这些裂缝顺层分布，延伸不远，断续出现，有时见顺层成组出现。粘土矿物总是含有大量水分，在成岩压实过程中孔隙减少，体积缩小，同时排出大量水分，从而形成成岩收缩缝。岩石中的溶孔被成组的收缩缝连通，构成沙三段良好的储集条件。

3. 溶解作用产生的孔隙

溶解作用产生的孔隙是一种很重要的储集空间。溶蚀孔隙是由碳酸盐、长石、硫酸盐或者其它可溶组分溶解而形成的。对溶解性比较差的硅酸盐矿物或其它矿物，例如氧化物矿物组合，早期可被易溶矿物交代，然后被溶解产生次生溶蚀孔隙。可溶组分可以是碎屑颗粒、自生矿物胶结物或者交代矿物。溶蚀孔隙又可分为以下几种孔隙类型：

(1) 粒间溶孔

系由颗粒之间的溶蚀孔隙组成，可由残余胶结物和再沉淀的胶结物所充填。次生粒间孔隙可分为三种类型(图 4-4)：

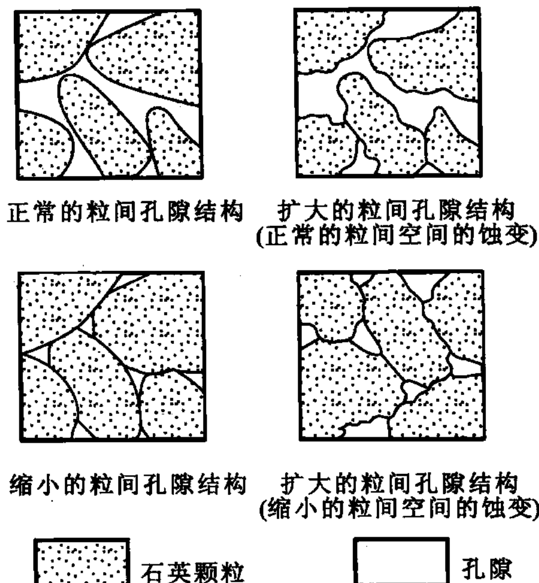


图 4-4 次生粒间孔隙的结构

① 正常的粒间孔隙结构。

正常的粒间孔隙结构基本上反映了沉积时粒间空间的大小和形状，与原生粒间孔隙结构完全相同。次生孔隙可能占据整个粒间空间，也可能与基质、胶结物、交代物或原生孔隙共同占据一个个别的粒间空间，这样就形成了“完全的”或“部分的”次生正常粒间孔隙结构。

次生正常粒间孔隙结构在砂岩次生孔隙中占有很大的比例。它们是由下列作用产生的：a. 粒间沉积基质的收缩作用(如海绿石基质的收缩)；b. 粒间沉积基质的溶解作用(如碳酸盐基质的溶解)；c. 粒间胶结物的溶解作用(如粒间碳酸盐与硫酸盐胶结物的溶解)；d. 粒间交代物的溶解作用(如交代海绿石基质的碳酸盐的溶解)；e. 以上结构形成作用的不同结合(如在同一粒间空间内，碳酸盐胶结物和碳酸盐基质的共同溶解)。

② 缩小的粒间孔隙。

发育在沉积颗粒之间为下述任一作用缩小了的空间内。这些作用有：a. 颗粒变形；b. 由于颗粒接触处的溶解而产生的化学压实作用；c. 共生胶结作用；d. 后来补充的胶结作用。这类孔隙结构很像缩小的原生粒间孔隙。

次生缩小的粒间孔隙结构占砂岩次生孔隙相当大的一部分。它们可占据部分或整个的粒间空间。其孔隙成因类型与正常粒间孔隙结构中列举的相同。呈缩小粒间结构形式的次生孔隙，通常都不再受进一步变化的影响。然而，次生正常粒间孔隙和扩大的粒间孔隙在进一步成岩过程中，却较容易变成缩小的粒间孔隙。

③ 扩大的粒间孔隙。

扩大的粒间孔隙结构可由沉积颗粒间空间的扩大形成，也可由以前缩小了的粒间空间的扩大而形成。有三种变化可引起粒间空间的扩大：a. 颗粒骨架的收缩作用(如海绿石颗粒的收缩)；b. 颗粒边缘、共生胶结物或后来补充胶结物的溶解作用(如菱铁矿颗粒边缘的溶解)；c. 颗粒边缘、共生胶结物或后来补充胶结物的交代，以及随后交代矿物的选择性溶解作用(如石英颗粒边缘为菱铁矿交代，随后菱铁矿又被溶解)。次生扩大的粒间孔隙的形状，在大多数情况下都与正常或缩小的原生粒间孔隙不同，其孔隙壁呈明显的凹形，邻接的颗粒常常被溶蚀。

(2) 颗粒内溶孔和胶结物内溶孔

指颗粒内部被溶蚀或早期易溶矿物交代颗粒后被溶解形成粒内溶孔。如早期碳酸盐局部交代了长石，后来碳酸盐被溶解，致使长石具晶内溶孔，呈蜂窝状。这种孔隙相当普遍，在川中香溪群砂岩及陕甘宁盆地侏罗系产层中均可见到。此外，当介质条件变化时，胶结物组分可溶解形成胶结物晶内溶孔。图 4-5 为颗粒内溶孔及蜂窝状颗粒的示意图。

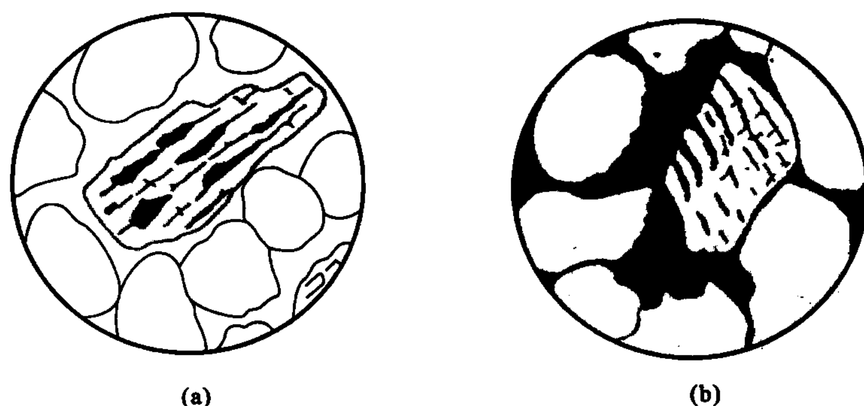


图 4-5 颗粒内溶孔及蜂窝状颗粒示意图

(3) 晶内溶孔

指晶体内部被溶解产生的次生孔隙。常见的是长石部分溶解形成的晶内孔，当孔隙发育时，可使长石形成残骸状。

(4) 铸模孔隙

指外形与原组分(如生物屑或鲕粒)外形特征相同的孔隙。有颗粒印模、胶结物印模、交代物印模等，如东濮凹陷下第三系沙三段常见颗粒印模，且铸模孔的外缘保存了一层泥质薄膜(泥包壳)，孔隙中间有时残存一些溶解残余物质。这类孔隙常由颗粒溶解而成。也有颗粒被交代，而后交代物被溶解而成的。

(5) 特大溶孔

孔径超过相邻颗粒直径的 1.2 倍以上的孔隙可称之为特大孔，常常是由于易溶颗粒被全部溶解掉造成的，在特大溶孔中可以分布漂浮状颗粒。

(6) 贴粒缝

贴粒缝是沿颗粒边缘溶解造成的线状孔隙，这也是一种典型的次生孔隙。

具溶蚀孔隙的砂岩的储集性变化很大，可以从差到很好，它们仍然由孔隙的大小及其连通性所决定。仅具溶蚀孔隙的砂岩中，假如可溶矿物是分散的，那么砂岩的基块渗透性极低，甚至无法测量。因为可溶矿物溶解只构成微孔道相连通的分散孔隙。如果可溶矿物丰富到足以连接起来的程度，当受到溶解时，就会具有良好的渗透性。碳酸盐胶结物被溶解而形成次生粒间溶孔的地方，可以成为良好的储集性砂岩。

皮特曼(E. D. Pittman，1979)的看法是，由长石溶解(或者是交代了长石的碳酸盐溶解)而形成的孔隙在全世界范围内所有时代的砂岩中都很普遍。溶解作用可以影响长石颗粒的一部分，或者实际上是整个颗粒被溶解。如果砂岩有丰富的长石，大量的孔隙空间以此种方式产生。

4. 次生孔隙的识别标志

砂岩次生孔隙的识别标志是次生孔隙砂体研究中的重要课题，前人对此做了较详细的研究。

从微观上，K. P. Chepikov 等 1961 年引入了五种次生孔隙的识别标志，即：① 溶蚀颗粒；② 粒间孔和溶缝；③ 弯曲孔；④ 残余胶结物；⑤ 不均匀填集。

V. Schmidt 和 D. A. McDonald(1979)认为，次生孔隙的识别应借助于多方面的证据，因为没有裂隙的次生孔隙和原生孔隙相似。次生孔隙一般较大，在形态和分布上比原生孔隙更无规律，认识孔隙的成因是识别次生孔隙的关键。

V. Schmidt 和 D. A. McDonald(1979)提出了鉴定砂岩中各种类型的次生孔隙的标志。他们辨认出裂隙、收缩孔隙、沉积物质(化石和其它颗粒)的溶隙、自生胶结物的溶隙和自生交代矿物的溶隙(图 4-6)。图 4-6 中，由可收缩基质生成的孔隙仅在局部地方显得重要。通常，砂岩中的孔隙是原生孔隙与次生孔隙的结合(图 4-6)。图 4-7 表明图 4-6 中可溶组分的溶解作用结果是，岩石具有各种次生成因的孔隙加上原生孔隙。证明次生孔隙存在的一些线索有特大的孔隙、部分溶解的颗粒、溶蚀的颗粒、扩大的孔隙管道和“漂浮的颗粒”。同年(1979)，又提出了识别次生孔隙的岩石学标准(图 4-8)，包括：① 部分溶解；② 铸模(印模)；③ 不均一填集；④ 超粒孔；⑤ 伸长状孔隙；⑥ 溶蚀的颗粒；⑦ 组分内孔隙；⑧ 破裂的颗粒。

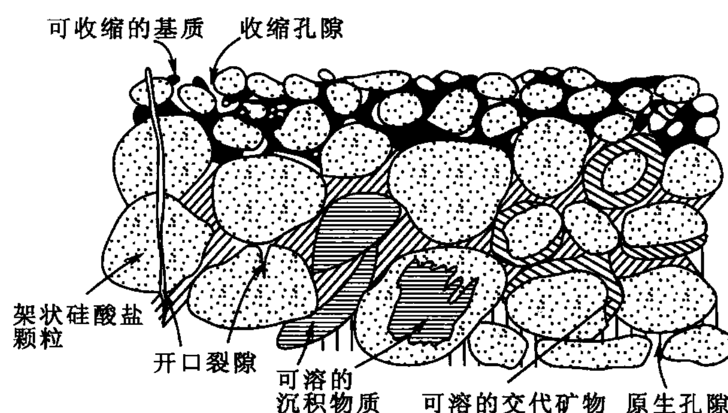


图 4-6 砂岩中各种次生孔隙成因略图(据 V. Schmidt 等，1979)

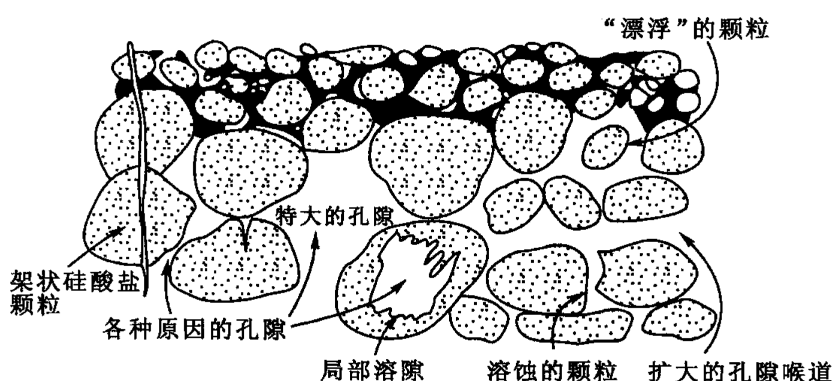


图 4-7 砂岩中各种次生孔隙成因标志略图(据 V. Schmidt 等，1979)

G. Shanmugam(1985)在总结前人研究成果的基础上，提出了 4 类 20 种砂岩次生孔隙的识别标准(图 4-9)。在一些情况下，可用标准不止一个。例如，颗粒骨架溶蚀可发展为溶蚀颗粒、残余颗粒、残余粘土边缘和超粒孔等。

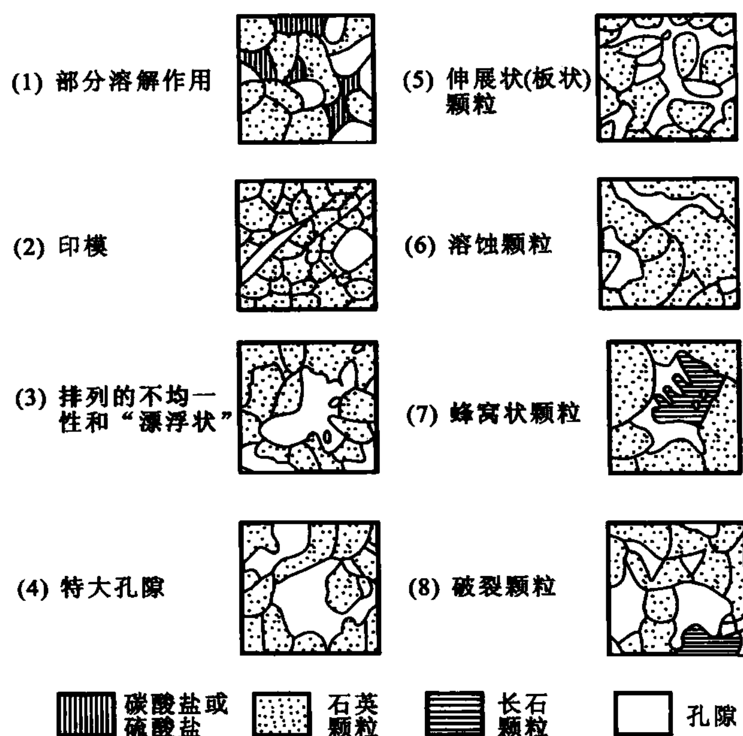


图 4-8　识别砂岩次生孔隙的岩石学标准(据 V. Schmidt 等,1979)

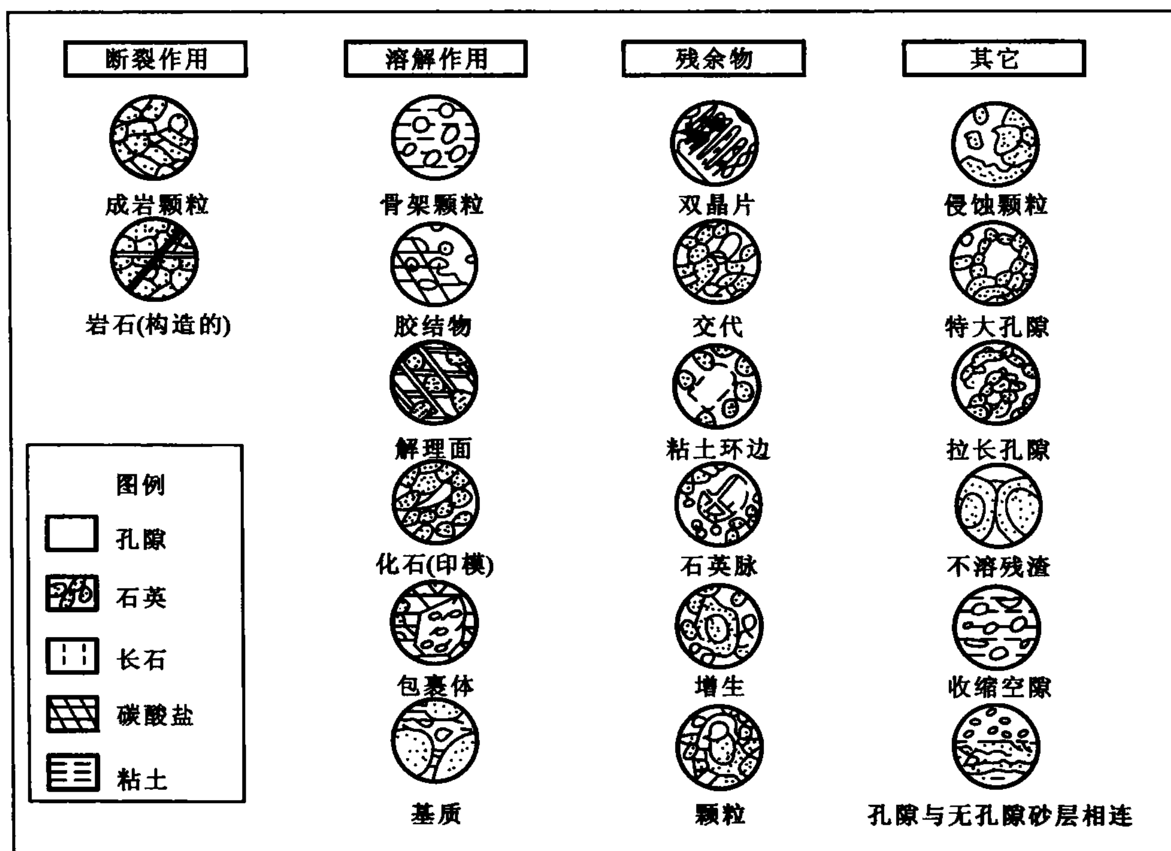


图 4-9　砂岩次生孔隙的识别标志(据 G. Shanmugam,1985)

四、碎屑岩储层的孔隙和喉道

前面已经提到,可以将颗粒包围着的较大空间称为孔隙,而仅仅在两个颗粒间连通的狭窄部分称为喉道。

孔隙、喉道的大小和形状主要取决于砂岩颗粒的接触类型和胶结类型(图 4-10),以及砂粒本身的大小和形状。在不同的砂岩接触类型和胶结类型中常见到四种孔隙喉道类型(图 4-11)。

	支撑性	连接方式	胶结类型	颗粒接触性质	
杂基减少↓	杂基支撑	胶结物连接	基底式	飘浮状(颗粒不接触)	压实作用及压溶作用强度增大↓
	颗粒支撑		孔隙式	点接触	
			接触式	线接触	
		颗粒连接	无胶结物式	凹凸接触	
				缝合接触	

图 4-10 颗粒接触类型和胶结类型的关系

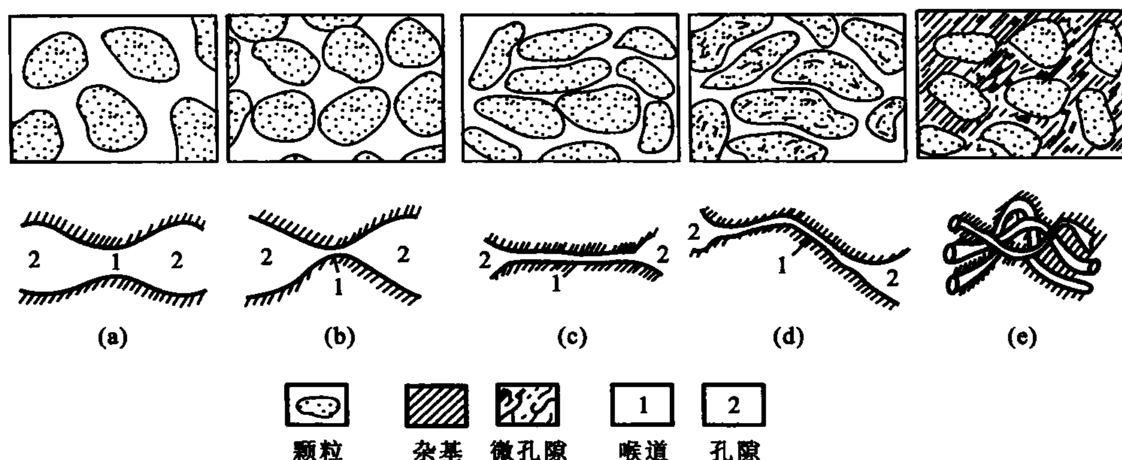


图 4-11 孔隙喉道类型

1. 喉道是孔隙的缩小部分(图 4-11a)

在以粒间孔隙为主或以出现扩大粒间孔隙的砂岩储集岩中,孔隙与喉道相当难区分。喉道仅仅是孔隙的缩小部分。常见颗粒支撑、飘浮状颗粒接触以及无胶结物式类型。此类孔隙结构属于孔隙大、喉道粗的类型,孔喉直径比接近于 1。岩石的孔隙几乎都是有效的。

2. 可变断面收缩部分是喉道(图 4-11b)

当砂岩颗粒被压实而排列比较紧密时,虽然保留下来的孔隙还是比较大的,然而由于颗粒排列紧密使喉道大大变窄。此时,储集岩可能有较高的孔隙度,但只有很低的渗透率。此类孔隙结构属于孔隙大(或较大)、喉道细的类型,孔喉直径比很大。根据喉道大

小，有些孔隙可能是无效的。常见于颗粒支撑、线接触式、点接触式类型的砂岩中。

3. 片状或弯片状喉道(图 4-11c,d)

当砂岩进一步压实，或者由于压溶作用使晶体再生长时，再生长边之间包围的孔隙变得较小，一般呈四面体形或多面体形。这些孔隙相互连通的喉道就是晶体之间的晶间隙。这种晶间隙视颗粒形状的不同又可分为片状和弯片状的，其有效张开宽度很小，一般小于 1 μm，个别的有几十微米。此类孔隙结构的孔隙很小，喉道极细，所以其孔喉直径比可以由中等到较大。常见于点接触式、线接触式、凹凸接触式类型的砂岩中。

4. 管束状喉道(图 4-11e)

当杂基及各种胶结物含量较高时，原生的粒间孔隙有时可能完全被堵塞。在杂基及胶结物中的许多微孔隙(小于 0.5 μm 的孔隙)本身既是孔隙又是连通通道。这些微孔隙像一支支微毛细管交叉地分布在杂基及胶结物中。其孔隙度一般不会很高，只是中等或较低。其渗透率则极低，大多小于 $0.1\times10^{-3}\ \mu m^2$。由于孔隙就是喉道本身，所以孔喉直径比均为 1。这类孔隙结构常见于杂基支撑、基底式及孔隙式、缝合接触式类型的砂岩中。

第三节　碳酸盐岩储层的孔隙类型及孔隙结构特征

一、碳酸盐岩储层的孔隙类型

Choquette 和 Pray(1970)曾对碳酸盐岩孔隙的分类及命名作过较为详细而深入的研究工作。他们基本上按受组构控制及不受组构控制两类关系划分为三大基本孔隙类型，如图 4-12 所示。

基本孔隙类型可划分出 15 种(图 4-12)，其中有几种为常见的类型，而其它则为比较特殊的类型。根据基本孔隙类型及其成因，可以对碳酸盐岩的孔隙作如下描述。

1. 原生孔隙

这是沉积时形成的孔隙，成岩过程中可能产生一定的变化。这种孔隙主要受碳酸盐岩的结构组分所控制，其中颗粒因素是主要的。在碳酸盐岩成岩过程及成岩以后，岩石皆可受地下水溶蚀而形成孔隙(或充填)，这在碳酸盐沉积中是普遍存在的，有时这种溶蚀孔隙与原生孔隙同时存在。如果溶蚀作用轻微，当孔隙保持基本的原始状态时，仍可将其划归原生孔隙。

原生孔隙可分为粒间孔隙、粒内孔隙、晶间孔隙、壳体掩蔽孔隙和生物骨架孔隙五种。

① 粒间孔隙。颗粒含量在岩石中占主要地位(大于 50%)时，可形成颗粒支撑结构，颗粒间未被灰泥或胶结物充填部分即为粒间孔隙(图 4-13)。灰泥及胶结物少，分选及磨圆度好时，有利于粒间孔隙的发育。

② 粒内孔隙。它是颗粒沉积前已存在的孔隙(图 4-14)。这种孔隙是由于生物死亡后，软体部分腐烂分解后所出现的空间。这种孔隙单独形成储集层的情况较少，在很多情

况下它与粒间孔隙伴生，共同形成储集层。

基本孔隙类型	
选择性组构	无选择性组构
粒间孔隙	裂缝孔隙
粒内孔隙	地下水水道孔隙
晶间孔隙	晶洞孔隙
印膜状孔隙	洞穴孔隙
网格状孔隙	
壳体掩蔽孔隙	
生长骨架孔隙	
具选择性组构或无选择性组构	
角砾型孔隙　生物穿孔孔隙　生物潜穴孔隙　收缩孔隙	

图 4-12　碳酸盐岩的孔隙分类及命名(据 Choquette 和 Pray,1970)

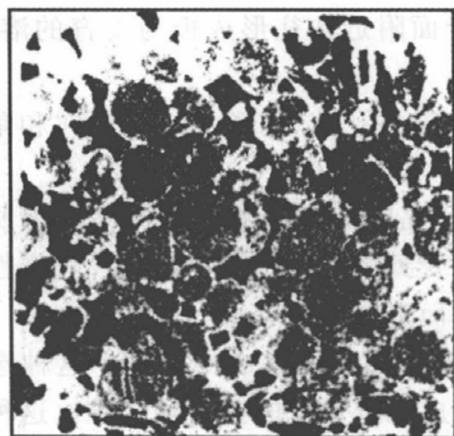


图 4-13　粒间孔隙

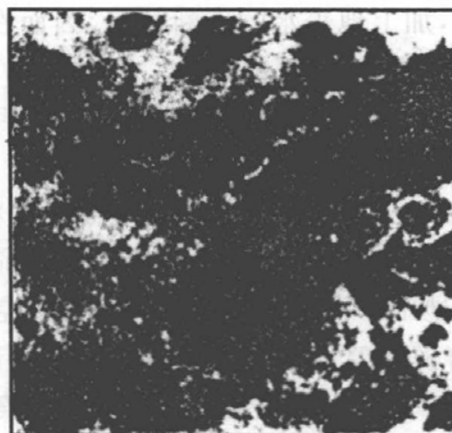


图 4-14　粒内孔隙

③ 晶间孔隙。是碳酸盐矿物晶体之间形成的孔隙。主要由重结晶作用所形成，因而孔隙都比较规则。一般情况下，主要表现为泥晶转变为亮晶过程中所形成的孔隙。它可以在成岩以后形成，也可以在沉积过程中形成。此外，晶间孔隙也包括原地生长的石盐晶体和其它蒸发矿物之间的孔隙。

④ 壳体掩蔽孔隙。由于壳体或壳体碎片沉积后起了掩蔽作用，阻止了较小颗粒、胶结物及灰泥进入掩蔽空间，从而形成孔隙。

⑤ 生物骨架孔隙。是由于生物造礁活动而形成的骨架空间。这种空间在没有充填或只有局部充填的情况下，往往形成大量孔隙。造礁生物包括群体珊瑚、藻类、海绵、层孔虫、厚壳蛤等多种生物。它经常形成良好的储集空间（图 4-15）。

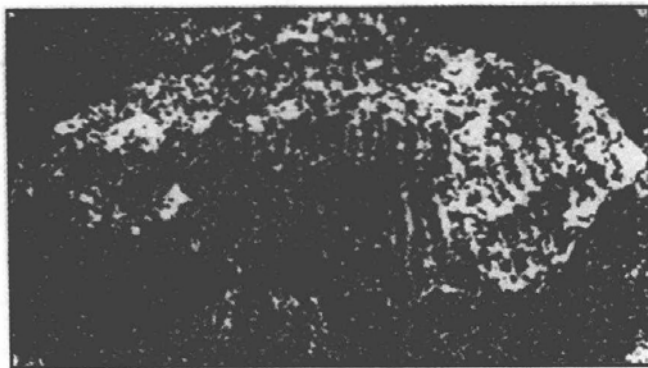


图 4-15　生物骨架孔隙

颗粒石灰岩有时具有重要的粒间孔隙。世界上最大的油田——沙特阿拉伯加瓦尔油田的主要产层为上侏罗统阿拉伯组 D 层的颗粒石灰岩，主要由碎屑颗粒、骨屑颗粒、球粒及鲕粒组成，D 层厚 30～45 m，深度约 2 000 m，孔隙度为 21%，渗透率达 $4\ 000\times10^{-3}\ \mu m^2$，单井平均日产油 1 600 t。

世界上生物礁大油田很多，油气主要储集在生物骨架孔隙之中。如美国二叠盆地的马蹄环礁油区克勒-富德油田礁岩厚约 70 m，孔隙度最大为 10.03%（平均为7.11%），水平渗透率为 $30.6\times10^{-3}\ \mu m^2$。该油田最大油柱高 230 m，地质储量 4×10^8 t，是一个大型的生物礁油田。估计其采收率可达 51.7%。

2. 溶蚀孔隙

指沉积过程及成岩后由于溶解作用所形成的孔隙。地下水的溶解作用往往在沉积过程中就已开始进行，并延续到成岩作用结束。在这个阶段，地层中原生孔隙发育时，地下水大都比较活跃，并通过溶蚀而使孔隙进一步增加。成岩作用结束后，溶蚀孔隙仍可继续发育。尤其在不整合侵蚀面附近，由于处于渗流带及潜流带上部，地下水在原生孔隙发育带很活跃，加上地表水的不断补充，因而在不整合面附近往往形成极为发育的溶蚀孔隙，有时可具极高的产能。

溶蚀孔隙有粒间及晶间溶蚀孔隙、铸模孔隙、窗格孔隙、沟道、晶洞、洞穴和角砾孔隙等类型。

① 粒间及晶间溶蚀孔隙。是由于颗粒之间和晶间的胶结物或灰泥被溶解所形成的孔隙。它与晶洞的区别之处在于颗粒和晶体本身受到溶蚀作用较少。这种选择性的溶蚀主要是由地下水沿亮晶之间或灰泥收缩空间运动而造成的。

② 铸模孔隙。是地下水将颗粒组分部分或全部移去所形成的孔隙。这种选择性溶蚀是由颗粒化学组分决定的。铸模孔隙有时可形成比较重要的储油气孔隙。这种孔隙主要发育在由化石或颗粒组成的岩石中，有时一些石膏或盐的晶体受溶解后也可形成，但它是次要的。化石层、生物礁、鲕粒及球粒碳酸盐岩易于形成这种孔隙（图 4-16）。

③ 窗格孔隙。它的形成主要取决于岩石组构情况，孔隙一般多呈扁平状平行于岩石的纹层或层面分布。但有时亦呈球形、鸟眼状或不规则状，亦有作垂向延伸的。因而，一些分隔的窗格孔隙往往形成连通性很好的储集层，尤其在裂缝发育的层系中，这种现象更为明显。此外，这种选择性溶蚀作用主要是沿高孔隙带进行，因而粗粒碳酸盐岩就具有形成窗格孔隙的良好条件（图 4-17）。

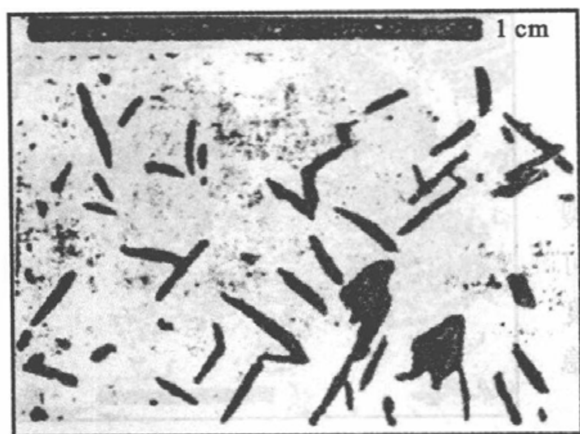


图 4-16 铸模孔隙

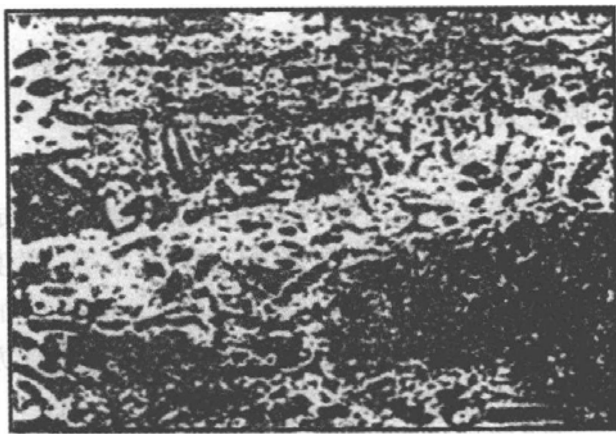


图 4-17 网格状孔隙

④ 沟道。指由于地下水活动而形成的连通水道。大多沿层理分布，有时被后生沉淀物所充填或部分充填。它在储集层中虽然对孔隙度的贡献是次要的，但对渗透率的贡献往往可以很大(图 4-18)。

⑤ 晶洞。其溶蚀作用不受岩石组构所控制，一般直径 1/16 mm 到 10 cm，其连通情况决定了这种孔隙的重要性。

⑥ 洞穴。其成因与晶洞相同，一般直径为 10 cm 以上，这种空间在喀斯特区发育。在溶蚀型油气田钻探过程中，有时会发生“放空”现象，这种现象一般与洞穴有关。“放空”现象的出现，经常伴随着高产层的局部存在。洞穴有时很大，可达 1.5～2 m，甚至更大。

⑦ 角砾孔隙。是由断裂作用形成角砾状破裂而造成的孔隙。其成因不一，所形成的角砾孔隙形状和大小均各不相同，差异很大(图 4-19)。

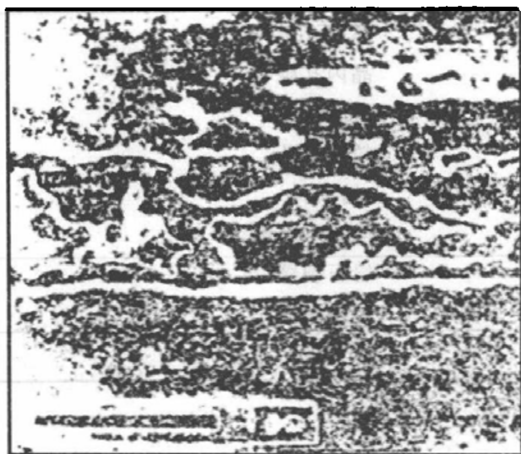


图 4-18 沟道孔隙

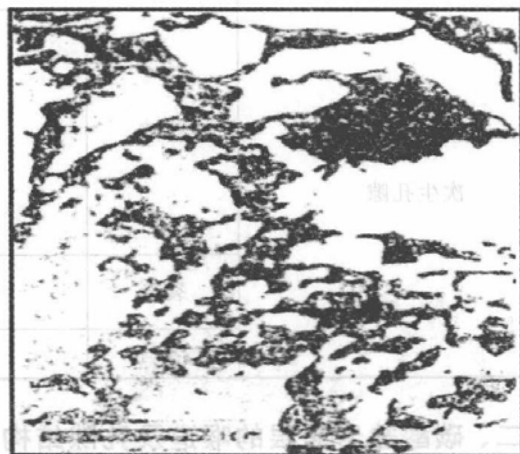


图 4-19 角砾孔隙

在碳酸盐岩地层中，溶蚀型孔隙是普遍存在的。利比亚锡尔特盆地的泽勒坦油田，就是一个在成岩过程中溶蚀作用使原生孔隙进一步加大，溶蚀孔隙高度发育的实例。该产层属第三系古新统泽勒坦段，产层厚 110～120 m，最高孔隙度可达 35%，单井平均日产量在1 000 t以上，石油可采储量为 3×10^8 t。

3. 生物钻孔和潜穴孔隙(图 4-20)。

这种孔隙多在沉积时至成岩过程中形成，它对油气储集的意义是次要的。

4. 收缩孔隙

由于沉积物的收缩作用而形成的孔隙。这种孔隙在大气中和在水下环境都可形成。

5. 裂缝

裂缝一般是由构造作用或成岩作用形成。裂缝的长度不一，由几厘米至几千米不等，宽度也可由几毫米到几十厘米（甚至更宽）。微裂缝的宽度仅数十微米。一般说来，大的裂缝延伸远，方向稳定，与油气储集的关系更为密切。

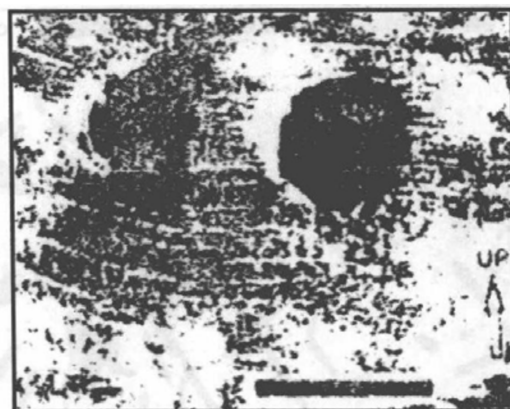


图 4-20　生物钻孔孔隙

以上简单介绍了 Choquette 和 Pray（1970）所提出的 15 种基本孔隙类型的简单情况。碳酸盐岩孔隙由于影响因素或控制因素较多，故其命名也较为繁琐。

当然，除了 Choquette 和 Pray 的分类外，还有其他人的分类。表 4-1 为原中国石油部 1975 年的分类。

表 4-1　碳酸盐岩储层孔隙类型简表

<table>
<tr><th>成因</th><th colspan="2">产状</th></tr>
<tr><td>原生孔隙</td><td colspan="2">粒间孔隙
粒内孔隙
生物格架孔隙
生物钻孔孔隙
窗格状孔隙</td></tr>
<tr><td rowspan="3">次生孔隙</td><td>孔隙</td><td>晶间孔隙
晶内孔隙
粒间溶孔
粒内溶孔
铸模孔
岩溶角砾孔隙</td></tr>
<tr><td>裂缝</td><td>岩石裂缝
粒内裂缝</td></tr>
<tr><td>溶洞</td><td></td></tr>
</table>

二、碳酸盐岩储层的喉道及孔隙结构类型

1. 孔隙结构

碳酸盐岩的孔隙结构十分复杂。按孔隙结构的特点和对开发效果的影响，可将碳酸盐岩孔隙结构分为以下几种类型。

① 大缝洞型孔隙结构。以宽度大于 0.1 mm 的裂缝为喉道，连通大、中型溶洞所组成的孔隙结构。通过模拟试验可知，有下面三种组合结构（图 4-21a）。

a. 宽喉均质型：溶洞周围被宽度大致相等的裂缝型喉道连通，喉道宽，连通好。室内试验表明，这种结构的水驱油效率高，见图 4-21a_1。

b. 下洞上喉型：溶洞上面有裂缝喉道连通，下面无喉道。这种结构的水驱油效率不

高，见图 4-21a_2。

c. 上洞下喉型：溶洞上部无连通喉道，下面有裂缝喉道与它连通，洞中油不易采出，见图 4-21a_3。



图 4-21 碳酸盐岩的孔隙结构类型

② 微缝孔隙型孔隙结构。以微裂缝、晶间隙等为喉道，连通各种孔隙和小型溶洞所组成的孔隙结构。主要可分为以下三种类型(图 4-21b)。

a. 短喉型：储集空间多为晶间孔隙、粒间孔隙和小的溶蚀孔洞，喉道短、宽、多而平直，孔喉比小，连通性好，对油气储存和渗流十分有利，见图 4-21b_1。

b. 网格型：喉道呈网格状，连通各种晶间、粒间孔隙和小的溶蚀孔洞。其储渗能力比短喉型差，见图 4-21b_2，b_3。

c. 细长型：喉道细长而曲折，连通性不好，储集性能差，见图 4-21b_4。

③ 裂缝型孔隙结构。储集空间和喉道均为裂缝，孔、洞不发育。若裂缝宽度大、密度大、分布均匀，则储集性能好。

④ 复合型孔隙结构。由大裂缝、溶洞与微裂缝、小孔隙以各种不同形式和不同数量组合而成的孔隙结构(图 4-21c)。虽然储集空间较大，但喉道较窄，水驱油效率不高。

Teodorovich(1943)曾根据孔隙空间的大小和形状及其相互的连通性对碳酸盐储集岩进行了详细研究。它将碳酸盐储集岩的孔隙结构划分成六种类型。

① 第一类：孔隙空间由孔隙及相当孤立的狭窄的连通喉道组成。这种孔隙的等效直径为 5～10 μm，在镜下的薄片内通常是看不到的，只有当孔喉直径较大时，才可在镜下发现。这种孔隙和喉道的相互连通情况如图 4-22 所示。

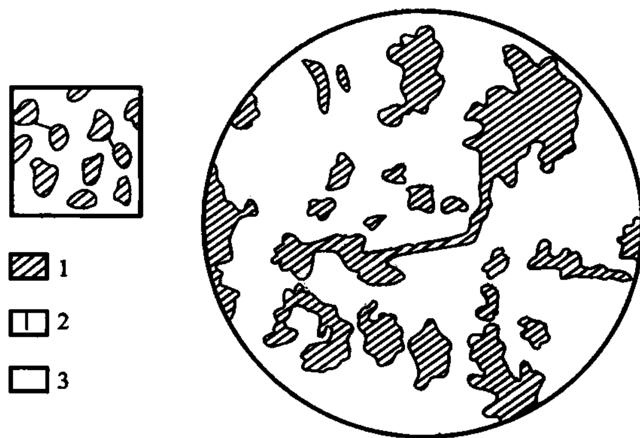


图 4-22 第一类孔喉结构示意图(据 Teodorovich，1943)
1—孔隙；2—喉道；3—基质

② 第二类：孔隙空间的连通喉道仅由孔隙空间的缩小部分组成，喉道逐步变宽即为孔隙空间本身，如图 4-23 所示。这种孔隙结构类型的孔喉比较小，所需排驱压

力较低，常可形成较好的储集岩。

③ 第三类：孔隙由细的孔隙性连通带所连通，在薄片中可见到连通支脉。有时连通带由较粗孔隙带组成。此时岩石将具有较大的渗透率。这类孔隙结构在白云岩及白云岩化灰岩中经常见到（图 4-24a）。

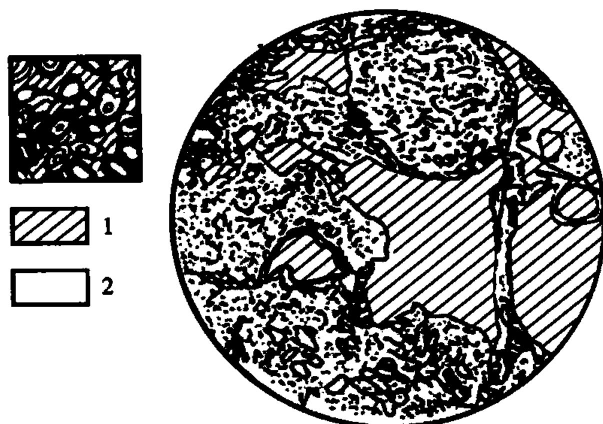


图 4-23　第二类孔喉结构示意图（据 Teodorovich，1943）
1—孔隙；2—固体部分

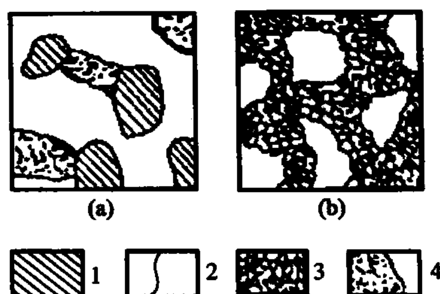


图 4-24　第三、第四类孔隙结构示意图
(a) 第三类孔隙结构；(b) 第四类孔隙结构
1—孔隙；2—喉道；3—粒间孔隙；4—连通支脉

④ 第四类：孔隙系统在白云岩的主体或胶结物的颗粒之间发育。这些孔隙大部分反映了颗粒的外形（粒间孔隙）。白云岩中的菱面体孔隙可以作为这种孔隙结构的最好例子（图 4-24b）。

第四类孔隙结构具有两种亚类：a. 具有渗透率良好的大孔隙；b. 细孔隙。第二亚类可能具有中等甚至较高的孔隙度，但渗透率很低。这种亚类虽然为油所饱和，但大多数情况下，这种细孔隙性碳酸盐岩油层没有工业价值。

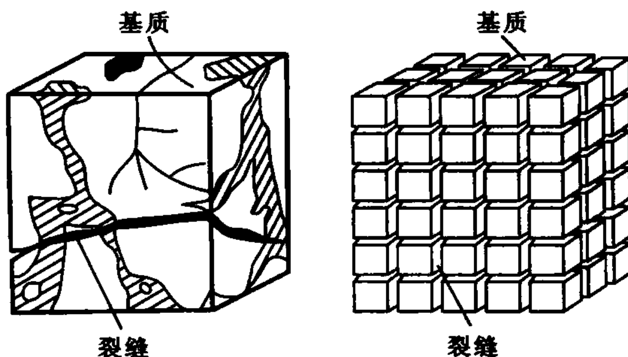


图 4-25　裂缝性储集岩示意图（据 Chilingar，1972）

⑤ 第五类：适用于裂缝性油藏，孔隙主要由裂缝构成（图 4-25）。基块孔隙度很小（$<5\%$），渗透率大都小于 $0.1\times10^{-3}\ \mu m^2$，它们既无储集能力，也无渗透能力。

⑥ 第六类：由两种或两种以上的基本孔隙结构类型所构成。可以用复合名词来表示，如“孔隙-裂缝”或“裂缝-孔隙”，后一名称表明孔隙空间的主要类型。绝大多数的碳酸盐储集岩都有许多种孔隙空间结构，不同地区有不同的特点，必须根据实际情况来确定该地区的孔隙结构类型与储集性的关系。

2. 喉道类型

碳酸盐岩一般受到成岩作用的强烈改造，其孔隙系统十分复杂，喉道类型多样。按其成因，主要有以下五类喉道类型：裂缝型、晶间隙型、孔隙缩小型、管状和解理缝型（图 4-26）。

① 裂缝型喉道：裂缝本身即为喉道。裂缝可以是构造裂缝、收缩裂缝，亦可以是解理缝。一般来说，在微观范畴内，裂缝型喉道相对较长、较宽、较平直。根据裂缝宽度，可分

为大裂缝喉道(宽度>100 μm)和微裂缝喉道(宽度≤100 μm,图 4-26a)。

② 晶间隙型喉道:为白云石或方解石晶体之间的缝隙,一般为窄而短的片状喉道。按其形态又可分为规则型、短喉型、弯曲型、曲折型、不平直型和宽度不等型等六种类型(图 4-26 b_1,b_2,b_3)。

③ 孔隙缩小型喉道:孔隙与喉道无明显界限,扩大部分为孔隙,缩小的狭窄部分为喉道(图 4-26c)。孔隙缩小部分是由孔隙内晶体生长或有其它充填物等各种原因所形成。

④ 管状喉道:孔隙与孔隙之间由细而长的管子相连,其断面接近圆形(图 4-26d)。这种喉道一般是由溶蚀作用形成的,如负鲕灰岩内鲕粒铸模孔的相互连通通道即为此种类型(罗蛰潭,1986)。

⑤ 解理缝型喉道:喉道为白云石或方解石晶体中被溶蚀扩大的解理缝(图 4-26e)。

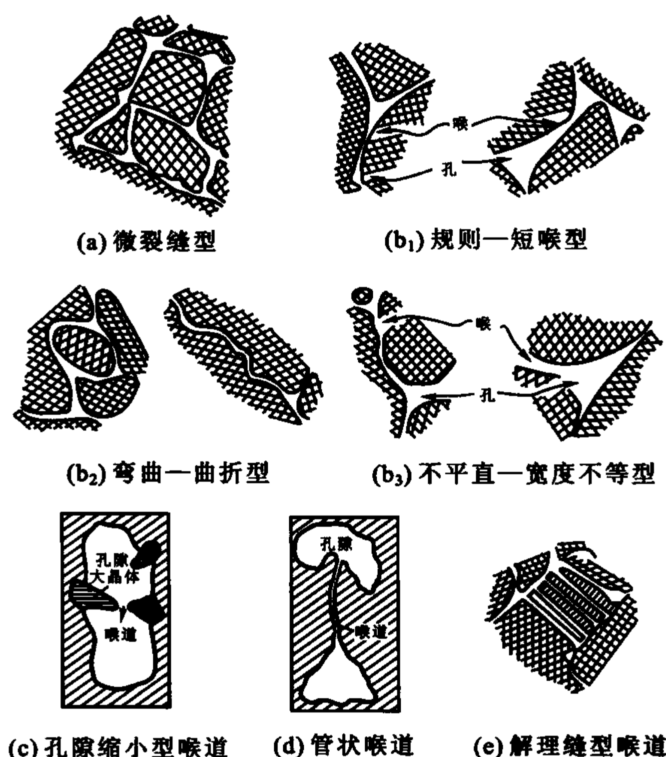


图 4-26 碳酸盐岩的孔隙喉道类型

罗蛰潭等将在碳酸盐岩基块中常见的喉道类型划分为三种(图 4-27)。

① 管状喉道。孔隙与孔隙之间由细而长的管子相连,其断面接近圆形(图 4-27a)。例如,负鲕灰岩鲕粒内空间的相互连通通道即为此种类型。

② 孔隙缩小部分成为喉道。孔隙与喉道无明显界限,扩大部分为孔隙,缩小的狭窄部分即为喉道(图 4-27b)。孔隙缩小部分是由孔隙内晶体生长或其它充填物等各种原因形成。喉道与孔隙相比较,其直径(等效)相差不大。

③ 片状喉道。在白云岩中孔隙的发育是经由四面体孔到多面体孔,最后在晶粒之间形成片状喉道。因此,片状喉道连通着多面体或四面体孔隙(图 4-27c)。片状喉道一般很窄,只有几微米到十几微米,这是碳酸盐岩中最常见的喉道类型。

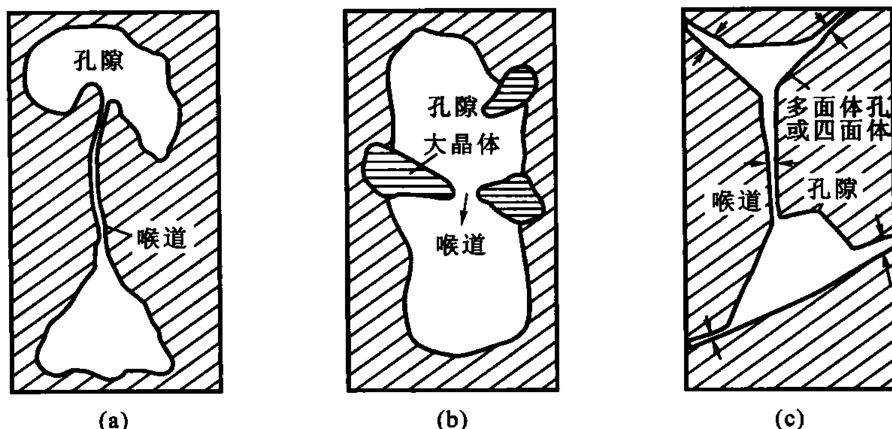


图 4-27 碳酸盐岩基块的喉道类型

(a) 管状喉道;(b) 孔隙的缩小部分成为喉道;(c) 片状喉道

串珠状溶蚀孔之间的溶蚀缝,其形状也是片状的,但由于缝面不规则,且粗细不等,所以其喉道宽度应采用缝的最窄处来计量。石灰岩的颗粒呈圆形,所以,喉道不是平直的,而呈弯片状。

此外,具有粒间孔的碳酸盐岩,有的和砂岩的储集性相类似,其孔隙和喉道的结构也与砂岩近似。

第四节 岩浆岩和变质岩储层的孔隙类型及孔隙结构

一、岩浆岩储层的孔隙类型

岩浆岩(其中以火山岩为主)的孔隙分为两种类型,即孔隙和裂缝。由于喷发、溢流、冷凝、结晶和构造运动等因素影响,会在熔岩内形成发育的孔隙和裂缝。若有油源供给,这种熔岩体将是很好的储集体。

1. 孔隙

① 气孔。指岩浆内的挥发组分集中之后再散逸出去而留下的空间。其形状有圆形、椭圆形、长形、不规则形等,其中空间小的只能在显微镜下看到,大的直径可达 1 m 左右。

② 杏仁体内孔。指次生矿物充填气孔留下的空间或充填矿物被溶蚀形成的空隙。

③ 斑晶间孔。指在结晶矿物晶体间产生的孔隙。结晶程度越高,这种孔隙越发育。

④ 收缩孔。指火山玻璃质或充填某种空间的物质,因其冷凝、结晶而收缩产生的孔隙,常见于喷出岩中。

⑤ 微晶晶间孔。发育于火山岩的基质中,矿物结晶成晶体,在晶体间形成的孔隙称为微晶晶间孔。该种孔隙的发育程度与岩石的结晶程度有关,结晶程度越高,孔隙越发

育。在含油的岩石薄片、铸体薄片中都可以观察到，扫描电镜下该种孔隙十分清晰。

⑥ 玻晶晶间孔。指火山玻璃与矿物晶体间的孔隙。斑晶、微晶与火山玻璃之间都会有这种孔隙。

⑦ 晶内孔。多见于斑晶内，主要是由晶内破裂面（如解理、裂理）溶蚀作用形成。浅色、暗色、不透明矿物中均见该种孔隙。

⑧ 熔蚀孔。是矿物部分或全部被熔蚀而留下的孔隙。浅色、暗色和金属矿物都见到有被熔蚀而留下的孔隙，在次火山岩中常见。

⑨ 胀裂孔。在深部结晶的矿物随熔浆运移至浅部或近地表处，由于压力骤降和温度的变化，晶体发生胀裂形成的孔隙。多见于次火山岩中的长石斑晶内。

⑩ 塑流孔。冷凝呈塑性状态的熔浆再发生运移、翻转，熔浆塑性表面相接触而留下一些不能弥合的孔隙，称为塑流孔。其特点是孔隙间常有玻璃质、金属矿物相连接。

上述孔隙空间大多数呈封闭状态。这些类型孔隙对油气多具储集意义，许多孔隙中含油或有储油的痕迹。

2. 裂缝

在漫长的地质历史时期，喷出地表的熔岩、呈侵入形式产出的次火山岩及侵入岩，可能很快地发生变化，这种变化甚至是从其形成开始的。多期次、多种形式的地质构造变动和断裂运动，使熔岩体发生断裂。据地表露头和镜下观察，储集岩的各种裂缝十分发育，有的裂缝规模很大，甚至密布于整个岩体。常见的裂缝有：

① 构造裂缝。由构造断裂运动形成，有局部性的，也有规模很大的。大裂缝裂开很宽，而低序次的裂缝裂开可能很小，甚至只有在显微镜下才能观察到，在岩体内呈面状延伸，并可能是多方向的。

② 隐爆裂缝。形成于次火山岩体内，上涌的岩浆到达近地表处，由于挥发分在熔岩体的某一部位集中，当其集中到某一数量时便会形成巨大的内部压力而发生隐蔽爆破。

隐爆裂缝的特点是：多形成于岩体的顶部或凸出部位，裂缝呈开张式，裂开部位不发生较大的位移，即具有“复原性”。

③ 成岩裂缝。是岩浆冷凝、结晶过程中形成的裂缝。其成因是：熔浆冷凝过程中构造运动反复出现，在熔岩体内造成裂缝；冷凝、未冷凝的熔岩在底部熔浆继续上涌时破坏其上部熔岩，在熔岩内造成裂缝；冷凝的熔浆因重力作用由高处向低处移动形成拉开裂缝。

成岩裂缝在喷出熔岩内多见或比较发育，其突出特点是：裂缝均呈开张式；虽呈面状裂开，但裂开规模不大；裂开部分只是拉开而不错动，裂开面可见柔性变形痕迹。

④ 风化裂缝。喷出地表的熔岩或因抬升露出而接近地表的岩体，因风、降水、气温等作用使岩石、矿物发生裂开，这种裂缝也可有较大规模。

⑤ 竖直节理。呈岩株、岩基等形状产出的次火山岩岩体常见该种裂缝。其形成与岩浆的自身冷凝有关，裂缝多是竖直的，在岩体内呈放射状或同心圆状。

⑥ 柱状节理。喷出地表的熔岩其柱状节理呈竖直状，该种节理可能延伸数十米。

图 4-28～图 4-30 表现了火山岩中一些孔、缝的类型。

按成因，火山岩的储集空间还可划分为原生孔隙和次生孔隙两类，特征见表 4-2。

风化作用对熔岩的储集物性影响很大。在火山岩中，孔缝最发育的带除构造破碎带以外，最重要的就是风化淋滤带。



图 4-28 气孔-杏仁状玄武岩中气孔由裂缝连通
昌 36 井，2 079.34 m，单偏光 65×



图 4-29 玄武岩中的晶内溶孔
闵 7 井，1 605.5 m，单偏光 65×





(a) (b)

图 4-30 闵桥地区玄武岩
(a) 构造裂缝，M15，1 768.8 m；
(b) 风化裂缝，M18，1 812.9 m

表 4-2 火山岩储集空间类型

孔隙类型		成因推断	充填情况、含油性	分布特征	对应岩类	组合
原生	粒间孔	胶结物或自生矿物量不足	残留孔隙，充填弱，含油性好	多存在于角砾岩中	岩屑角砾岩、玄武质自碎角砾熔岩	多与晶间(缘)孔相连
	气孔	气体膨胀逸出	少—半充填，与缝洞相连者含油性较好	分布在韵律层的中、上部	杏仁状玄武岩及角砾岩、具气孔的岩屑角砾岩	与溶缝、洞相连
	晶间孔	自生矿物的晶体间	半充填，含油性取决于与缝洞相连通的情况	孔隙较小，呈微孔，孔径小于 0.05 μm	杏仁状玄武岩、自碎角砾熔岩	与构造缝相连
次生	粒内孔	原生、自生矿物溶蚀，含铁矿物转变成粘土后解理产生收缩缝	半充填，与缝洞相连，含油性好	韵律层的中上部	杏仁状玄武岩、火山碎屑岩	与溶缝、洞相连
	溶蚀孔、缝、洞	淋滤、溶蚀	未—半充填，含油性好	蛇曲状裂缝沿裂缝发育带、岩流单元的顶部近断层处构造高部位	蚀变杏仁状玄武岩、玄武质自碎角砾熔岩、构造角砾岩破碎带	溶蚀-构造复合缝，与孔、洞、缝相连
	构造缝	构造应力作用	开启—半充填，含油性好；部分全—半充填，不含油	较平直，高角度开启或闭合，有呈“X”型、不同时期发育的缝切割，近断层处发育	各类岩石均可，但以致密玄武岩为主	溶蚀-构造复合缝
	晶缘孔	晶体边缘的溶蚀	由于原生孔隙扩大，含油性好	自生矿物边缘	杏仁状玄武岩、火山碎屑岩	与晶间孔相连，与溶蚀孔、缝相连

二、岩浆岩储层的孔隙结构特征

1. 孔隙类型多样，几何形态各异

岩浆岩既有各种类型的缝，又有各种大小不等的孔。一块岩石可以同时出现上述所有孔隙类型，但可以某一类型孔隙为主，这种复杂的孔隙特征形成了岩浆岩独特的储集体系。

孔隙几何形态变化各异，孔状、线状、片（板）状、洞穴状、串珠状等均有所见，多为不规则形态，呈等轴体的很少见。裂缝的发育更是多样，有的细长，有的粗短，有的开启，有的闭合，有的直交，有的斜交，有的密集，有的稀疏。

2. 孔、洞、缝交织在一起，空间结构复杂

形态不同、发育程度不同的孔、洞、缝按不同的方式组合在一起，形成复杂的空间网络，使储层孔隙结构显示出强烈的非均质性。主要表现在：① 孔、洞大小的不均一性，大小变化范围很大，从微米级到毫米级，甚至到厘米级。② 连通程度的差异性，不同部位的孔隙连通情况不同，有的好，有的较差，有的孔洞呈孤立状。③ 岩石物性的突变性，孔隙度和渗透率等性质往往急剧变化，如对滨 338 井 1 761～1 766 m 井段火山角砾岩物性分析表明，最大孔隙度、渗透率分别可达 19.04%和 3.59×10^{-3} μm^2。④ 储集空间的断续性，并非所有的空间都均匀含油，往往呈簇状或丛状分布。

3. 孔隙分布不均

上述孔隙并不是均匀地分布在岩浆岩体之中，因受喷发类型、岩浆成分、构造变动、古地貌等多种因素所控制，从而呈严重的非均质性。如靠近断层处裂缝、溶蚀孔隙发育；富气的岩浆，形成多孔的玄武岩，而贫气的岩浆，则形成致密的玄武岩等。

4. 孔隙连通性差，裂缝起改善储集物性的重要作用

岩浆岩虽然有原生孔隙存在，但多数呈孤立状，因而难以对储渗起什么作用，且岩浆后期的热液作用会使气孔被沸石等矿物充填，更增加了连通的困难。据滨 338-6 井玄武岩物性分析，其孔隙度为 5%～30%，一般为 10.3%左右，与砂岩不相上下，但渗透率只有 1.32×10^{-3} μm^2 左右。而在有裂缝存在的岩段，孔隙度几乎没有什么增加，但渗透率却高达几百甚至几千毫达西（1 毫达西＝10^{-3} μm^2），由此可见裂缝在改善岩浆岩储集性能方面起到了重要作用。正是由于各种应力所产生的大大小小的裂缝，沟通了岩石的原生孔隙，并因溶蚀等作用产生新的孔隙，从而共同组成了岩浆岩的储渗体系。

三、变质岩储层的孔隙类型

变质岩储集体的储集空间仍为孔隙和裂隙，但因其有复杂的演变历史，故多采用成因-形态分类。按成因或阶段性划分为变晶的、构造的、物理风化的和化学淋溶的储集空间，现将其概括于表 4-3。变质岩储层的孔隙类型主要为各种成因的裂缝及溶蚀缝。

表 4-3　变质岩储集体中常见的储集空间及其特征

成因类型	储集空间类型	特　征
变晶成因	变晶间孔隙	变晶矿物间的孔隙，明显见于结晶程度较粗的矿物间
	变余粒间孔隙	在变质程度较低岩石中保留原生孔隙，也见残余的原碎屑岩中的粒间孔隙
	解理缝隙	沿矿物解理所形成的缝隙广泛见于各类有解理的矿物，受力或受风化作用后更明显
构造成因	构造裂隙	在岩石内呈平面或曲面延伸，有的集中成带状或扇形
	破碎粒间孔隙	因受应力作用造成的岩石破碎，在矿物、岩石碎屑之间形成的孔隙
物理风化成因	风化裂隙	当岩石暴露于地表，因风化、剥蚀作用产生的裂隙
	风化破碎粒间孔隙	因温差、冰冻等物理因素造成岩石的破碎、崩解，在碎块之间形成的孔隙
化学淋溶成因	溶蚀孔隙	在前期形成的孔隙，诸如变晶间、变余粒间、破碎粒间、矿物晶体内，经溶蚀作用形成的孔隙
	溶蚀缝隙	在前期形成的裂隙，由于溶蚀扩大或充填的裂隙再溶蚀而形成的缝隙。常见到的有：解理溶蚀缝、构造溶蚀缝等

第五节　研究孔隙结构的方法

常见的研究储层孔隙结构的方法有毛管压力法、铸体薄片法、扫描电镜法、C-T 扫描法和图像分析法。这里主要介绍毛管压力法。

由于储集岩的孔隙空间由极细小的孔隙和喉道所组成，相当于毛细管，因此毛管压力在油气的运移、勘探及开发提高采收率中，都无疑是一种极重要的力的因素。

测定毛管压力的方法较多，如离心机法、半渗透隔板法、蒸汽压力法及压汞法，这里主要介绍压汞法。

一、压汞法的实验装置及操作

图 4-31 是用高压氮瓶加压，计量泵计量的压汞仪装置图。仪器的主要部件是岩心室和计量泵，计量泵内装有水银，并与岩心室连通。实验时，将经过抽提烘干的岩样放入岩心室密封，接通真空泵，把岩心及岩心室内的空气抽空到要求的真空度（一般要求真空度达 10^{-2}bar 左右）。然后推进计量泵，将水银推入岩心室，淹没岩样，使水银面直达上观察窗的标记线，接着关闭真空泵阀门，停泵，并逐步打开高压气瓶阀门，进行逐级加压。水银具有很高的表面张力，不润湿岩石，属于非润湿相，不加压力它不会自动进入岩石孔隙。

加压时，水银进入岩样，于是液面自上标记线下降。推进计量泵将水银面重新推至标记线，记下计量泵上刻度尺读数，前后两次读数之差即为相应压力下的进汞量。每达一个压力点，待压力稳定后，记下压力值及相应的进汞量。岩体的体积可以借助上、下观察窗口上的标记线直接测出。如果岩样的孔隙度已知，就不难计算每个压力下的汞饱和度。

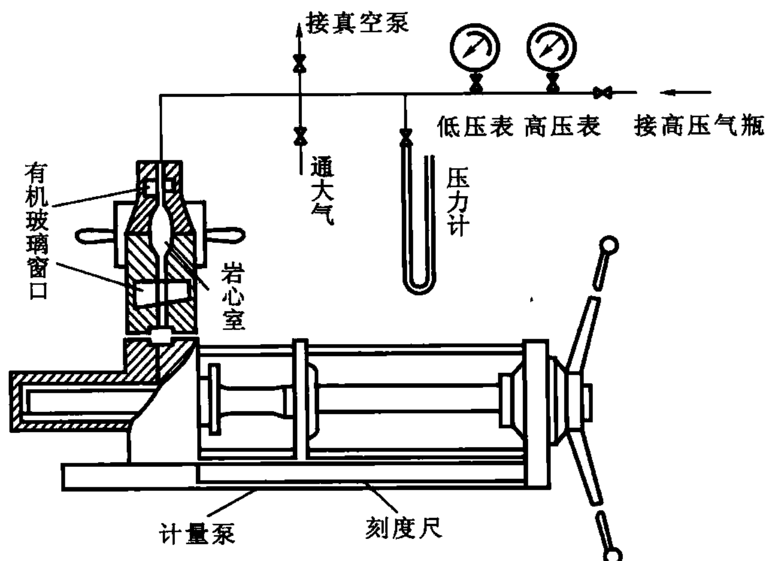


图 4-31 压汞法测毛管压力装置

用压汞仪做吸入实验(退出水银)特别方便。注入水银(驱替过程)完成后，再沿原压力点由高压逐级降至最小压力。根据所得压力及相应的退出水银体积作出吸入毛管压力曲线。在压汞法中常把驱替和吸入曲线称为注入和退出曲线。

压汞法的最大优点是测量速度快，测量范围大。测一个样品一般需 1～2 h，它较半渗透隔板法快得多，仪器的工作压力高达 25～30 MPa，对于储油岩石来说足够了。此外，压汞法对样品的形状、大小要求不严，甚至可以测量岩屑的毛管压力。但压汞法也有很多缺点，例如非润湿相用水银，水银又是在真空条件下压入的，这与油层实际情况差别较大，并且水银有毒，操作不安全。

二、压汞法研究孔隙结构的基本原理

① 对岩石而言，水银为非润湿相，如欲使水银注入岩石孔隙系统内，即必须克服孔隙喉道所造成的毛细管阻力。因此，当求出与之平衡的毛管压力 p_c 和压入岩样内的汞的体积，便能得到毛管压力和岩样中汞饱和度的关系。

② 由于毛管压力 $p_c=\frac{2\sigma\cos\theta}{r}$，即 p_c 与孔隙喉道半径 r 成反比，因此，根据注入水银的毛管压力就可计算出相应的孔隙喉道半径值。

基于上述原理，可以用压汞法测定孔隙系统中的两项参数，即各种孔隙喉道的半径值及与其相应的孔隙容积值。

式中 p_c——毛管压力，MPa；

σ——水银的表面张力，10^{-3} N/cm；

θ——水银的润湿接触角，(°)；

r——孔隙喉道半径，cm。

水银润湿接触角 θ 为 146°，水银的表面张力 σ 为 48×10^{-3} N/cm，若 p_c 用 kg/cm²，r 用 μm 量度，则 $p_c=0.75/r$。

从该式可以得知：

a. 当给一定的外加压力而将水银注入岩样，则可根据平衡压力计算出相应的孔隙喉道半径值。

b. 在这个平衡压力下进入岩样孔隙系统中的水银体积，应是具这个压力的相应孔隙喉道的孔隙容积。

c. 孔隙喉道愈大，毛细管阻力愈小，注入水银的压力也愈小。因此，在注入水银时，随注入压力的增高，水银将由大到小逐次进入其相应喉道的孔隙系统中去。

③ 计算含水银饱和度的基本公式。由流体饱和度概念可知：

$$S_{Hg}=\frac{V_{Hg}}{\phi\cdot V_f}$$

式中　S_{Hg}——水银饱和度；

V_{Hg}——孔隙系统中所含水银的体积；

V_f——岩样的外表体积；

ϕ——岩样的孔隙度。

由于沉积岩大都憎油亲水，故原油进入储集层中的排驱机理相似于水银。因此，在计算储集层的含油饱和度时可以近似应用含水银饱和度的测定值。

三、毛管压力曲线

通过毛管压力实验，我们获得了一系列互相对应的毛管压力和饱和度数据。用纵坐标表示毛管压力 p_c，横坐标表示润湿相或非润湿相饱和度，作出毛管压力与饱和度关系曲线——毛管压力曲线(图 4-32)。

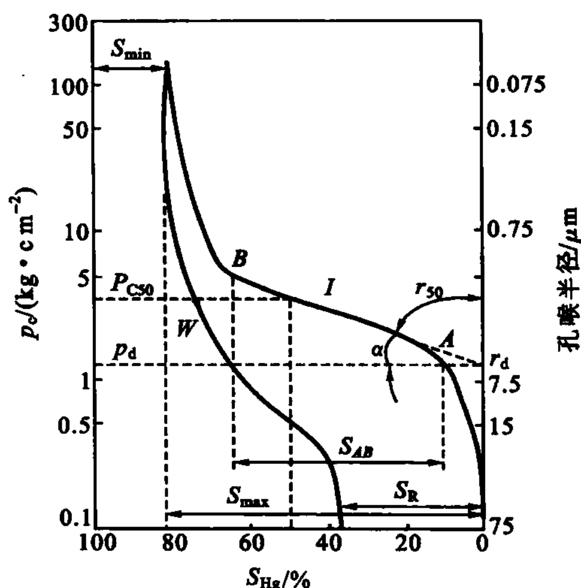


图 4-32　典型毛管压力曲线

因为毛管压力是岩石喉道半径和液柱高度的函数，为了使用方便，毛管压力曲线的纵坐标还常用喉道半径或液柱高度表示。

喉道半径　　$r=0.75/p_c$

液柱高度 h 的计算需要先将实验测定的毛管压力换算为地层条件下油水界面上的毛管压力 $p_{地层}$，然后用 $p_{地层}$ 计算 h 值。根据 $p_c=\Delta\rho gh$，并采用实用单位，则

$$h=\frac{10\times p_{地层}}{\rho_w-\rho_o} \tag{4-1}$$

式中　ρ_w——水的密度；

ρ_o——油的密度。

当 $p_c=0$ 时，$h=0$。通常把毛管压力等于零的面称之为自由水平面。自由水平面是一个假想面，一般所说的液柱高度应当是从自由水平面算起，也即平常所说的油水过渡带高度。

一般毛管压力曲线具有两头陡、中间缓的特征。开始的陡段表现为随压力升高非润湿相饱和度缓慢增加。此时非润湿相饱和度的增加是由岩样表面凹凸不平或切开较大孔隙引起的，并不表示非润湿相已进入岩石，或者只有其中的一部分进入岩石内部，其余部分消耗于填补凹面和切开的大孔隙。中间的平缓段是主要的进液段，它表示大部分非润湿相是在该压力区间进入的。最后的陡段表示，随压力急剧升高非润湿相的进入速度越来越小，最后完全不进入岩石。

毛管压力曲线的定量特征通常用下列参数表征：

(1) 排驱压力 p_d 和最大孔隙喉道半径 r_d

排驱压力一般是非润湿相开始进入岩样最大喉道的压力。排驱压力的确定方法各不相同，一般采用的方法是，将毛管压力曲线中间的平缓段延长至零非润湿相饱和度，与纵坐标轴相交，其交点所对应的压力即为排驱压力 p_d（图 4-32）。与 p_d 相应的喉道半径是连通岩样表面孔隙的最大喉道半径 r_d。

岩样的排驱压力愈大，则其最大孔隙喉道半径愈小；反之排驱压力愈小，岩样的最大孔隙喉道半径愈大。

排驱压力与岩石的孔隙度和渗透率有密切关系。一般来说，孔隙度高、渗透率好的岩石，其排驱压力就低。

在研究排驱压力时，必须注意曲线平缓段所占饱和度的百分数和倾斜角，即 S_{AB} 的大小和 α 角。

S_{AB} 越大，α 角越小，则表示最大连通孔隙喉道的集中程度越高，即岩石的分选性越好，岩石的孔隙结构越均匀。

(2) 饱和度中值压力 p_{c50} 和饱和度中值半径 r_{50}

饱和度中值压力指在排驱毛管压力曲线上 50%饱和度所对应的毛管压力。与 p_{c50} 相应的喉道半径是饱和度中值喉道半径 r_{50}，简称中值半径。这两个参数也是评价储集性能的重要参数。物性越好，p_{c50} 越低，r_{50} 越大（图 4-32）。物性很差的岩石，p_{c50} 很高，甚至在曲线上读不出来（非润湿相饱和度小于 50%）。

岩石的孔隙分布往往接近正态分布，所以 r_{50} 可以粗略地视为岩石的平均喉道半径。

根据式(4-1)可以算出 p_{c50} 所对应的液柱高度 h_{50}，它表示非润湿相饱和度（含油饱和度）达到 50%时的高度（从自由水平面算起）。如果把 50%含油饱和度粗略地作为产纯油的饱和度界限，那么根据 h_{50} 可以粗略地估计油藏产油能力，即

当 h_{50} ＞实际油藏闭合高度时，只出水，不出油；

当 h_{50} ＝实际油藏闭合高度时，油水同产；

当 h_{50} ＜实际油藏闭合高度时，可以产纯油；

当 h_{50} ≪实际油藏闭合高度时，纯油生产能力很大。

(3) 束缚水饱和度 S_{wi}

当压力达到一定高度后，压力再继续升高，非润湿相饱和度增加很小或不再增加，毛管压力曲线与纵轴近乎平行。此时岩样中的剩余润湿相饱和度，一般认为相当于油层岩石的束缚水饱和度 S_{wi}（图 4-32 中 S_{min}）。S_{wi} 值越小，储集岩的含油饱和度越高。最初，测定岩石毛管压力的主要目的就是为了研究和确定储油岩石的束缚水饱和度。至于这种确定方法是否合理，尚有争论。

(4) 驱替和吸入毛管压力曲线

通常把非润湿相排驱润湿相称为驱替过程，而把润湿相排驱非润湿相的过程称之为吸入过程。在毛管压力测量中，加压用非润湿相排驱岩心中的润湿相属于驱替过程，所得毛管压力与饱和度关系曲线称为驱替毛管压力曲线；降压用润湿相排驱非润湿相属于吸入过程，所得关系曲线称为吸入曲线。由于捕集滞后和拖延滞后现象的存在，使吸入曲线和驱替曲线不重合(图 4-33)。从图 4-33 可以看出，一次注入和二次注入所得到的束缚水饱和度是一致的，二次注入曲线与退出曲线构成一闭合环，称为滞后环(图 4-33 中 R,W)。沃德洛(Wardtaw，1976)把降压后退出的水银体积与降压前注入的水银总体积的比值叫做退出效率 W，W 值由下式确定

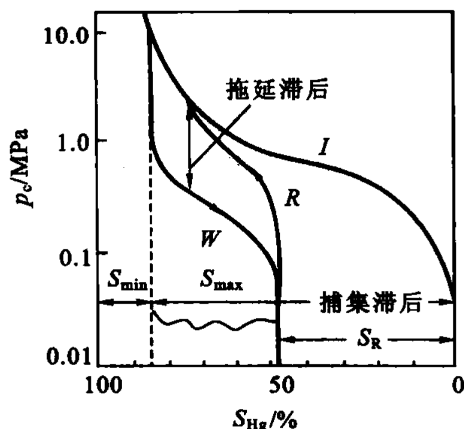


图 4-33 注入和退出毛管压力曲线

I—一次注入曲线(驱替曲线)；W—退出曲线(吸入曲线)；R—二次注入曲线(二次驱替曲线)

$$W=\frac{S_{max}-S_R}{S_{max}}\times 100\%$$

退出效率实际上是非润湿相的毛细管效应采收率，这就为研究石油采收率，探讨采收率和孔隙结构、流体性质之间关系，提供了一种新的途径。

第六节 毛管压力资料在研究孔隙结构中的应用

一、孔隙结构和孔隙喉道分布的定量评价

1. 孔隙喉道半径(简称孔隙半径)

1957 年，Scheidegger 提出了孔隙喉道半径的测量办法。以能通过孔隙喉道的最大球体的直径来衡量，单位采用“μm”。在实际应用中，常采用饱和度中值半径和孔隙喉道平均半径来表示。

孔隙喉道平均半径 r_m 是孔喉大小总平均值的度量，它反映孔喉分布的集中趋势。

$$r_m=\frac{D_{16}+D_{50}+D_{84}}{3}$$

2. 曲折度(tortuosity)或弯曲系数(detour factor)

指孔喉系统中，流体通过连通孔隙的实际长度与两孔隙之间的直线距离的比值。

$$T=\frac{L_{ef}}{L}$$

式中 T——曲折度；

L_{ef}——流体流过连通孔隙的实际长度；

L——两孔隙之间的直线距离。

3. 孔隙喉道的分布

图 4-34 是以一种不均匀分布的形式作出的孔隙喉道柱状频率直方分布图。其作法是沿着毛管压力曲线作横的平行线，并以此横线作为所取的间隔大小，横线与毛管压力曲线相交处的饱和度减去前一条横线与毛管压力曲线相交处的饱和度，即为该两条横线所相应间隔的孔隙喉道体积占总孔隙体积的百分数。

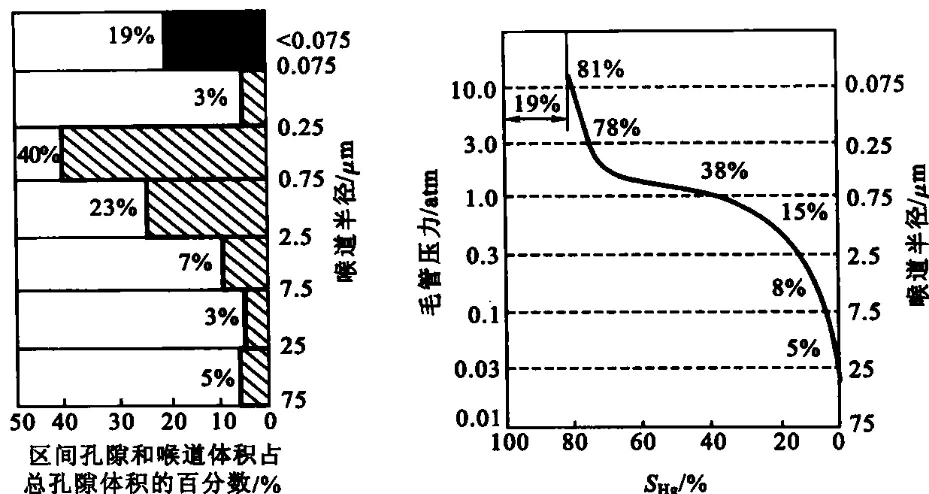


图 4-34 孔隙喉道大小的柱状频率分布图

4. 孔喉比

孔喉比指孔隙大小与喉道大小的比值，可以是直径的比值，也可以是体积的比值。孔隙体积和喉道体积可以从注入曲线和退出曲线获得(图 4-35)。

$$平均孔喉体积比=\frac{孔隙体积}{喉道体积}$$

$$\frac{孔隙体积}{喉道体积}=\frac{S_{max}-(S_{max}-S_R)}{S_{max}-S_R}=\frac{S_R}{S_{max}-S_R}$$

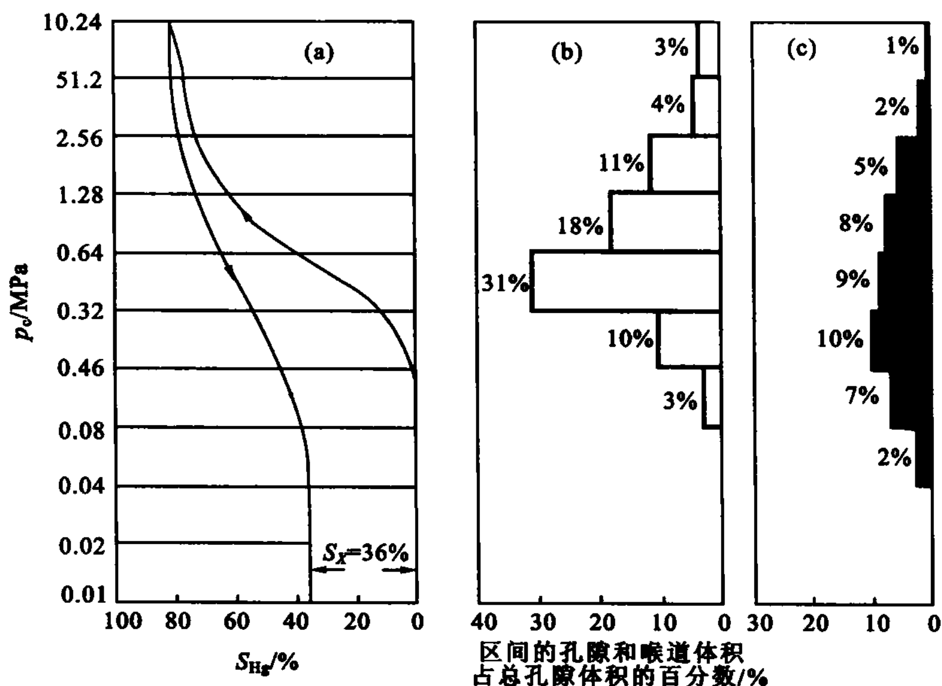


图 4-35 确定孔喉体积比的图解

5. 孔隙喉道分选系数

孔隙喉道分选系数 S_p 能够反映孔喉分散与集中的情况，是指孔隙大小分布的均一程度。孔隙大小愈均一，其分选性愈好。孔喉分选系数愈接近于 0，则毛细管压力曲线就会出现一个水平的平台，其累积频率曲线就十分陡峭。当孔喉分选较差时，毛管压力曲线倾斜，而累积频率曲线平缓。孔隙喉道分选系数的计算公式是：

$$S_p=\frac{(D_{84}-D_{16})}{4}+\frac{(D_{95}-D_6)}{6.6}$$

当分选系数 $S_p<0.35$ 时，分选极好；$S_p=0.36\sim0.84$ 时，分选好；$S_p=0.84\sim1.4$ 时，分选中等；$S_p=1.4\sim2.9$ 时，分选差；$S_p>3$ 时，分选极差。

6. 孔隙喉道歪度

孔隙喉道歪度 S_{kp} 是表示孔喉频率分布对称性的参数。它反映众数相对的位置，众数偏于粗孔隙端称为粗歪度，偏于细孔隙端称为细歪度，对于储集层来说偏粗为好。偏度的计算公式为：

$$S_{kp}=\frac{(D_{84}+D_{16}-2D_{50})}{2(D_{84}-D_{16})}+\frac{(D_{95}+D_5-2D_{50})}{2(D_{95}-D_5)}$$

偏度 $S_{kp}=0$ 时，为正态分布（对称）；$S_{kp}>1$，为正偏（粗偏）；$S_{kp}<1$，为负偏（细偏）。

7. 孔隙峰度

孔隙峰度 K_p 表示频率曲线尾部与中部展开度之比，说明曲线的尖锐程度。

$$K_p=\frac{D_{95}-D_5}{2.44(D_{75}-D_{25})}$$

$K_p=1$，曲线呈正态分布；$K_p<0.6$，为平峰曲线；$K_p=1.5\sim3$，为尖锐曲线。峰值大小受多种因素影响，其中可能与孔隙类型及孔隙后期改造有关。

二、评价储层

毛管压力曲线包含了岩石孔隙喉道分布的规律，从而可以用来评价岩石的储集性质。

毛管压力曲线形态主要受孔隙喉道的分选性和喉道大小所控制。所谓分选性指的是喉道大小的分散程度。喉道大小的分布越集中，则分选越好，毛管压力曲线中间的平缓段越长，越接近与横坐标轴平行。孔隙喉道大小及集中程度主要影响着曲线的歪度。歪度又叫偏斜度，是毛管压力曲线形态偏于粗喉道或细喉道的量度，用来表示喉道的粗细集中分布程度，喉道越大，大喉道越多，则曲线越向坐标的左下方凸出，称为粗歪度。相反，喉道越小，越凸向右上方，称为细歪度。歪度越粗，岩石储集性越好。图 4-36 是六种理想化了的典型毛管压力曲线。如此理想的曲线实际并不存在，它只说明可能存在的一些曲线类型。在图 4-36 中，(a) 图毛管压力曲线的平缓段很长，几乎与横坐标轴平行，说明喉道分布十分集中，分选性很好；(b) 图毛管压力曲线是一条斜线，说明喉道根本没有分选；(c) 图毛管压力曲线的平缓段长且接近横坐标轴，说明喉道粗大且分布集中，岩石具有很好的储集性能；(d) 图虽然分选很好，但喉道细小，储集性较差；(e) 图分选差，喉道偏细；(f) 图分选差，喉道偏粗。总而言之，根据毛管压力曲线的形态可以

大体上估计岩石储集性能的好坏。

三、应用排驱毛管压力曲线和相对渗透率曲线确定油水分布

如果油藏是均质的，整个油藏具有相同的孔喉分布，此时可以利用毛管压力资料和相对渗透率曲线研究整个油藏的油水分布状况。

在毛管压力曲线上，一定压力下的非润湿相饱和度相当于油藏一定油柱高度上的含油饱和度。如果毛管压力曲线的纵坐标用油柱高度表示，就可以用该曲线确定出油藏任意高度上的含油饱和度，从而得到整个油藏的油水分布。

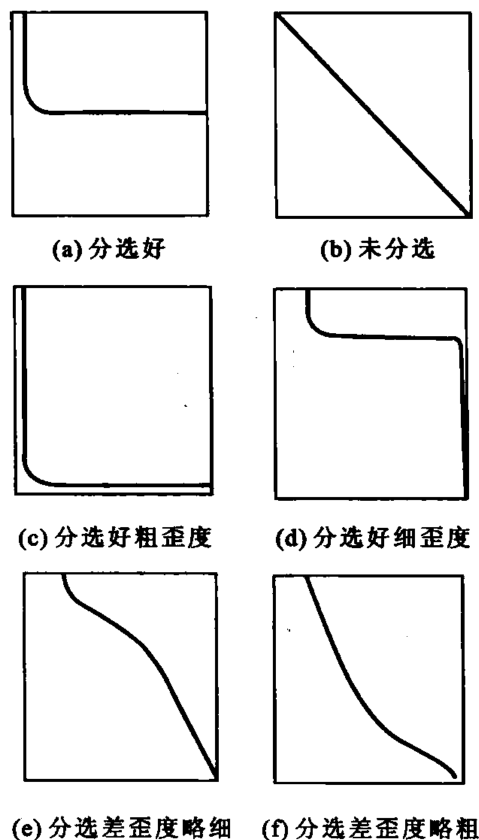


图 4-36　不同分选、不同歪度的理想毛管压力曲线

图 4-37 是毛管压力曲线与理想油层油水分布对比图。毛管压力曲线的纵坐标同时用毛管压力和自由水平面以上高度表示。整个毛管压力曲线显示出随高度增加含水饱和度逐渐降低的趋势，并一直到束缚水饱和度为止。

将毛管压力曲线和相对渗透率曲线叠置起来研究，可以在图上确定出实际油水过渡带的位置和厚度。其方法是，在相对渗透率曲线上找出油和水的相对渗透率等于零所对应的两个含水饱和度值(分别为 20%和 75%，见图 4-37 右上方相对渗透率曲线)，然后在毛管压力曲线上找出与该饱和度所对应的两高度(按箭头所指方向引两条虚线)，即为实际油水过渡带的顶部和底部位置。实际油水过渡带以上只产油，以下只产水，过渡带内油水同产。

实际油水过渡带厚度与岩石的孔隙结构有关。岩石的孔隙喉道越细，物性越差，过渡带越厚。如果实验确定的油藏过渡带厚度大于油藏高度，这种油藏不能生产纯油。

实际油藏是非均质的，少量样品很难代表整个油层，只凭个别样品的毛管压力资料确定油藏油水分布会产生误差。因而在此以前，必须首先根据较多样品获取有代表性的毛管压力资料和相渗透率曲线。

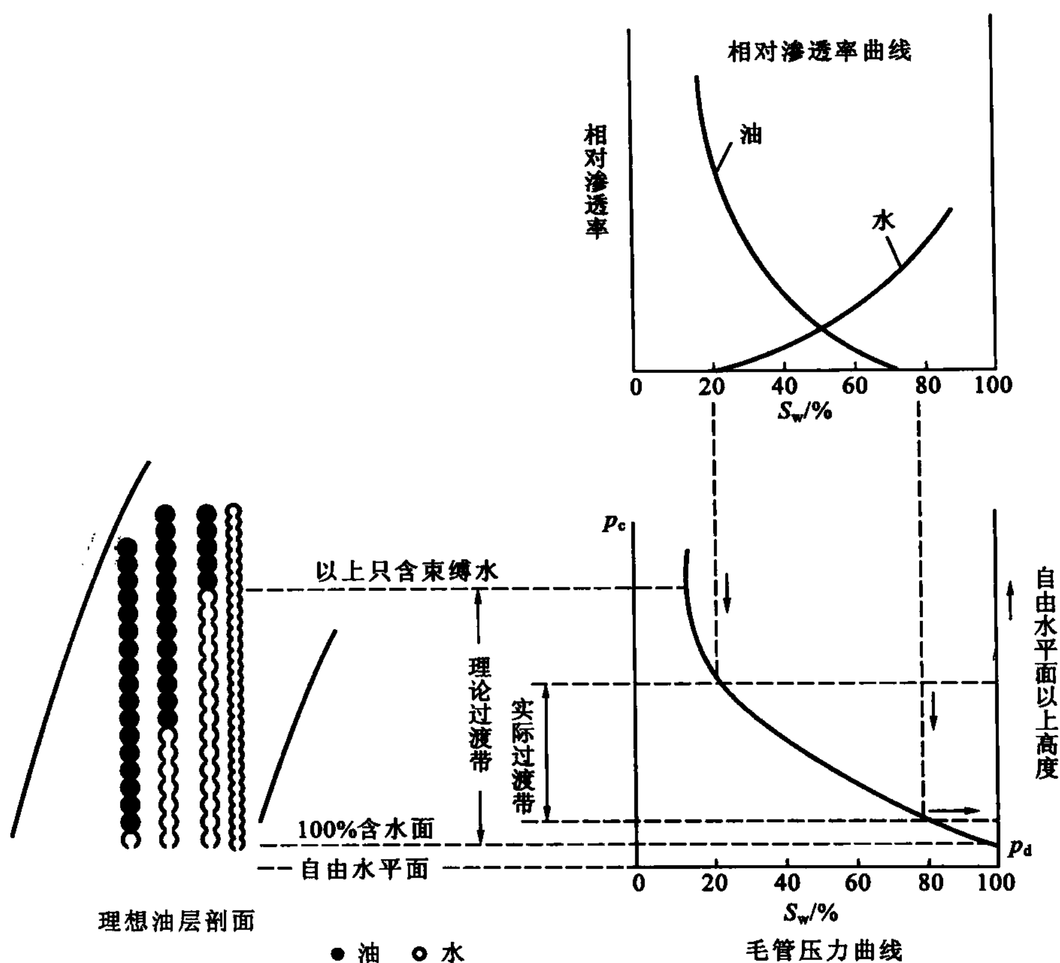


图 4-37 油层水分布与毛管压力及相对渗透率曲线对比图

S_w—含水饱和度；p_d—排驱压力

第七节 孔隙结构对石油采收率的影响

提高油藏的石油采收率，有效地利用油藏在常规开采之后的剩余储量，已日益成为油田地质师和工程师们所瞩目和关注的中心。

一个油藏在经历一次和二次采油之后，大约尚有占原始储量一半以上的石油，仍然被俘留或锁闭于岩石孔隙之内。它们在孔隙中呈各种形态和样式，这就是油藏内残余油（或称残油）的由来。按照目前的石油工艺与技术水平，尚难于对残余油的形成施加决定性的影响。也就是说，极难做到不使残余油在油藏内形成。当然，在残余油形成之后要使其重新流动，亦非轻而易举之事。

目前，在国外极其重视对油藏残余油的研究。例如，美国的州际石油协定委员会就是这种专门的研究和协调机构。20 世纪 70 年代初，该委员会就潜心致力于二次和三次采油机理与方法的研究。其后不久，他们就把注意力转移到残余油饱和度方面的研究上来。

这是由于残余油是制定各种二次或三次采油措施的依据，也是有效地利用石油剩余储量的关键所在。

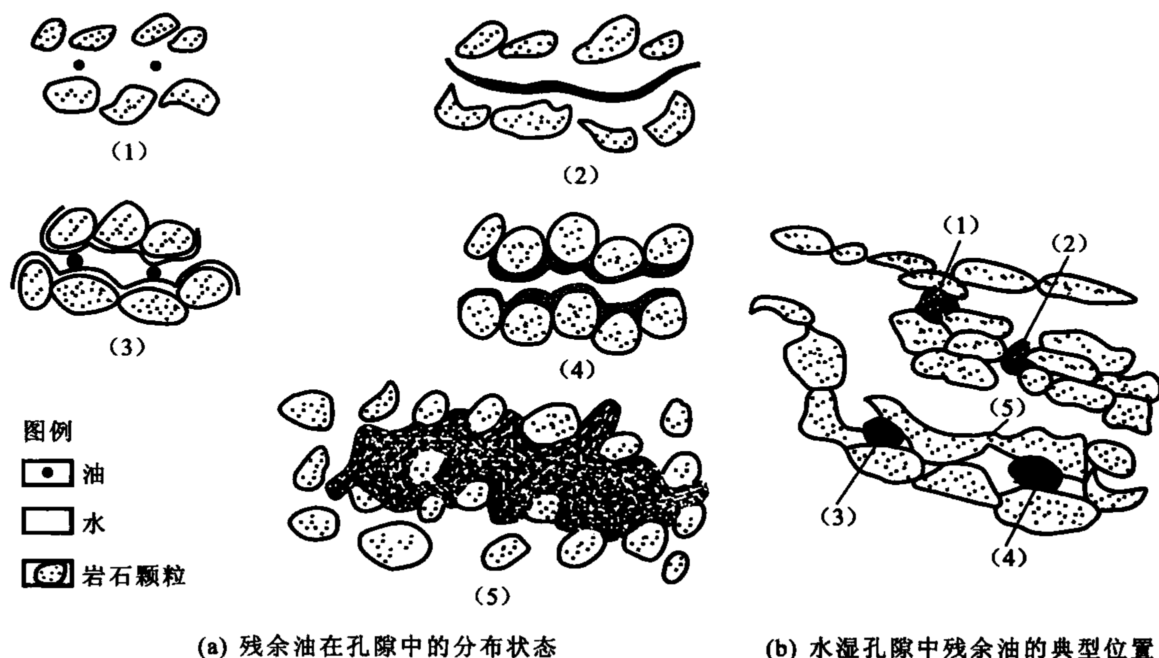
一、基本概念

在文献中对“残油”的含意和理解并不一致，有时甚至混淆难辨。

通常，人们所说的“残油”，是指注水后油藏内的剩留油和剩余油。就剩留油和剩余油而论，这二者亦不能混为一谈。剩留油的分布是宏观的，一般具有连贯性，它的形成与油藏在纵向、横向上的非均质性有关，而且大多是由注水波及效率低和接触效率差的影响所导致。而剩余油的分布则是微观的，一般均无水力连贯性，多呈孤立的膜状、滴状、悬环状、索状、丝状及簇状等。它的形成与许多因素有关联。

二、剩余油的状态

油藏内剩余油的状态是多种多样的。对储层岩石孔隙中剩余油的状态进行研究，有助于理解其形成与分布的机理。石油在岩石微观孔隙中实际所处的位置与形态，取决于储层的性质，特别是储层岩石的润湿性。在岩石微观的孔隙网络中，常见的剩余油的状态如图 4-38 所示。



(a) 残余油在孔隙中的分布状态　　(b) 水湿孔隙中残余油的典型位置

图 4-38　剩余油在孔隙中的分布状态及位置

储层岩石的孔隙空间，无论在大小、形状以及方向上都是变化的。因而，就可能把残余油俘留或捕集于种种形态的孔隙中。比如，“并联”式孔隙、“死胡同”式孔隙、封闭式孔隙及“H”形孔隙等，如图 4-38 所示。

在此所概述的剩余油的状态，远未穷尽其形态的全部类型，仅此已可窥见其复杂性与多样性。

上面所列举的一些有关代表性的剩余油的形态与典型位置，一方面是强调研究它的重要性；另一方面是试图把形态与其形成和分布结合起来。特别是找出油藏中剩余油的富集带，以及富集带与地层有利相带关系的研究，对提高石油采收率将大有裨益。在剩余

油的富集带和有利相带地区，增布加密井，或许将是挖潜、增产、提高石油采收率的一种有效途径，我国的一些油田已迈出了可喜的步伐。

三、油藏中剩余油的形成与分布

油藏在注水开发之后，或多或少总是存在剩余油。为什么注入水不能排驱出全部的石油呢？或者说，为什么会存在剩余油饱和度呢？下面我们来分析这个问题。

为了便于研究，分别就不同的孔隙模型来进行分析。

1. 单孔隙模型

假如，毛细管是非等直径的，而且与轴对称呈正弦曲线形态，如图 4-39 所示，这种孔隙形态要比柱形毛管形态复杂。

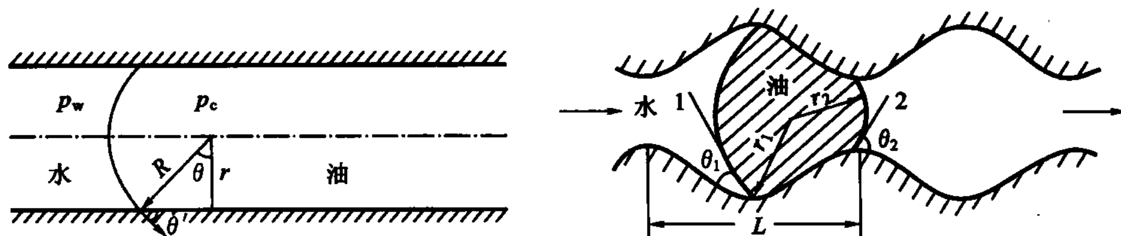


图 4-39　变直径毛细管中油、水的界面

若毛细管中油滴两端的曲率半径为 r_1 和 r_2，界面呈轴对称，接触角亦相同，则在管中的 1 点和 2 点处油滴处于静力平衡状态，则

$$p_2-p_1=2\sigma\cos\theta\left(\frac{1}{r_2}-\frac{1}{r_1}\right) \tag{4-2}$$

如果要使油滴移动，由于 $r_1>r_2$，故在 1 点处需要有一正压力方能把油滴推过喉道 2 的窄口。若 $r_1\gg r_2$，则式(4-2)可近似地写为：

$$p_2-p_1=2\sigma\cos\theta/r_2$$

欲使油滴移动的压力大抵仅与孔隙喉道半径 r_2 相关。例如，r_2 为 1 μm，σ 为 0.005 N/m，油、水的性质相同，则欲将此油滴推挤过孔隙的压力必将大于 0.01 kPa。

现在假定这些形态相同的非等径孔隙的平均长度(L)为 50 μm，每个孔隙中都有一个油滴，如欲使每个油滴能够移动，则所需施加的压力梯度应为：

$$\frac{p_2-p_1}{L}=\frac{10^{-2}}{50\times10^{-6}}=2\times10^5(\text{Pa/m})=2\times10^2(\text{kPa/m})$$

这样大的压力梯度对任何一个油藏的储层都是难以建立的。也就是说，要使油滴移动必须降低所需的压力梯度。通常油藏能达到的压力梯度是 0.01 kPa/m，亦即，要把界面张力减小到 2×10^{-4} 倍。由此可见，毛细管力在俘捕残余油中的作用是如此的令人瞩目。

2. 双孔隙模型

双孔隙模型是比单孔隙模型更为复杂的另一种孔隙类型。这种孔隙类型，又叫“毛细对子”或偶极子，如图 4-40 所示。尽管用毛细对子来说明微观孔隙内残油的俘留与捕集仍嫌过于简单，但是，它却证实了毛细管力和粘滞力的作用，这二者不是等同的。

这种孔隙模型有力地说明了石油在什么情况下被俘留与捕集，以及其捕集机理。同时，亦说明了石油被俘捕与驱动条件变化的关系。

图 4-40 的双孔隙模型具有共同的入口 A 和共同的出口 B。在入口和出口压差(p_A-p_B)的作用下,水开始进入双孔隙内。为了便于分析,假定油、水两相的粘度是一样的。如果压差(p_A-p_B)比较小,则毛细管力就将占据优势,从而控制了油、水界面运动的速度与方向。也就是说,油、水界面处的毛细管力,将向前方"曳收"水,而使水进入两种孔隙内。半径为 r_1 的较小的毛细孔隙,由于毛细管力比半径为 r_2 的较大毛细孔隙的毛细管力为大,同时,孔隙中油的体积又比较大的孔隙中的油的体积要小,所以小的孔隙内油、水的界面移动就较快,如图 4-40 中(c)所示。当小的孔隙中的油、水界面已通过共同出口 B,亦即水从小的孔隙内已排驱出全部的油,然而大孔隙中则只排驱出一部分油,如图 4-40(e)所示。这时,在大孔隙下游出现油、水界面,把大孔隙中的油包围起来,封闭其去路,形成剩余油。倘若压差(p_A-p_B)比较大,亦即所施加的压力比较大,此时,大孔隙内的油、水界面将先到达出口 B。同样,由于毛细管力的作用,在小的孔隙中石油则被俘留下来。这种情况,如图 4-40(d)所示。

图 4-40 在水润湿的双孔隙模型中剩余油被俘留、捕集示意图

当润湿相排驱非润湿相时,仅在小毛细管孔隙内突破,而在大毛细管孔隙内,被俘捕的非润湿相的数量为大毛细管孔隙体积与总毛细管孔隙体积的比值,该值通常大于 50%。设 $r_1/r_2=1/2$,小毛细管孔隙体积 $V_1=\pi\cdot r_1^2\cdot 1$,大毛细管孔隙体积 $V_2=\pi\cdot r_2^2\cdot 1$,而总的毛细管孔隙体积 $V=V_1+V_2$,即

$$V_2/V=r_2^2/(r_1^2+r_2^2)=4/5$$

即当 $r_2=2r_1$ 时,在大毛细管孔隙中有 80% 的非润湿相被俘捕。

3. 多孔隙体系

油藏岩石内对石油的俘留并不只限于单孔隙或双孔隙模型或孔隙对子。实际上,大量的俘捕是在多孔隙的网络体系内。如图 4-41 所示。

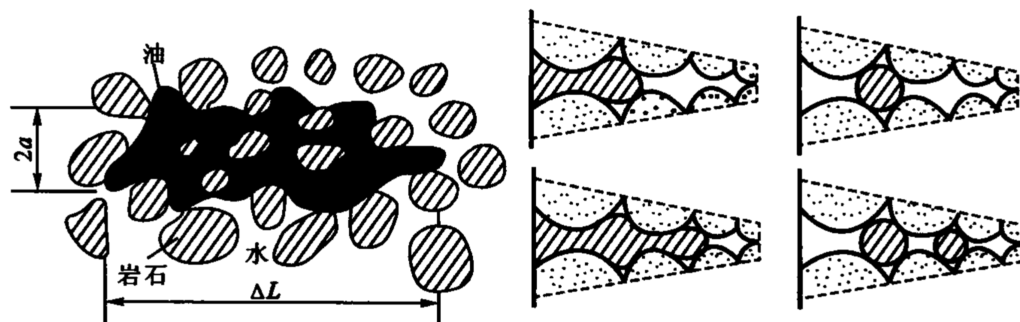


图 4-41 多孔隙体系及多孔隙体系中被拉断的油滴

实际的多孔隙网络体系是由形态不同的孔隙串在一起的毛细管网络。亦即，这种毛细管网络要比单孔隙模型和双孔隙模型所组成的毛细管网络远为复杂。油、水界面在这样的孔道中移动，界面的形态瞬时都在变化。因此，随着界面的时涨时缩，界面两侧的毛管压力也随之而变化。然而，界面总是朝向企图达到其能量最小的形态变化。界面形状的变化和调整总在进行着。如果所施加的压差不足以克服由此而引起的附加毛细阻力，界面就停止移动。如所施的压差较大，界面将向前跃进。这种现象首先为海恩斯(W. B. Haines)所发现，这就是所谓的“海恩斯阶跃”。“海恩斯阶跃”后来为莫罗(N. R. Morrow)所引用，这种“阶跃”是复杂的多孔隙毛细管体系中微观排驱机理的一种重要特征。

在实际的多孔隙体系中，如所施加的压差能够克服毛细阻力，就将引起流体的流动，此时，粘滞力和毛细管力将控制液体渗流的状态。如果连续的油丝或油块渗过多孔介质，由于粘滞力和毛细管力的综合作用，可能在经过孔喉或隘口时被拉断(或称卡断)，而出现孤立的油滴，如图 4-41。

四、孔隙结构和采收率

1. 结构难度指数

Dullien(1972)提出了孔隙空间的结构难度指数，他认为在三次表面活性剂驱油时，岩石孔隙的结构难度指数 D 和剩余油饱和度之间具有相当好的相关关系。

当水驱后再用表面活性剂排驱孔隙中的油滴时，要使油滴通过喉道，那么跨过孔隙中油滴的压力差平均值 $\Delta\overline{p}$ 为：

$$\Delta\overline{p}=2\sigma\cos\theta\int_{\infty}^{0}\int_{r_2}^{0}\alpha(r_2,r_1)\left(\frac{1}{r_2}-\frac{1}{r_1}\right)\mathrm{d}r_1\mathrm{d}r_2$$

式中 θ——水中的接触角；

r_2——孔隙半径；

r_1——喉道半径。

公式中的双重积分代表一种平均的、对采出剩余油的系数，它仅仅与孔隙结构有关。由于它只涉及喉道半径和孔隙半径，所以实际上它表示油滴在这种孔隙空间系统中排出的困难程度。

为此，Dullien 定义该双重积分为石油采收率的“结构难度指数(D)”。可表示成

$$D=\int_{\infty}^{0}\int_{r_2}^{0}\alpha(r_1,r_2)\left(\frac{1}{r_1}-\frac{1}{r_2}\right)\mathrm{d}r_1\mathrm{d}r_2$$

使用平均值定理，则

$$D=\left(\frac{1}{\overline{r}_1}-\frac{1}{\overline{r}_2}\right)\int_{\infty}^{0}\int_{r_2}^{0}\alpha(r_1,r_2)\mathrm{d}r_1\mathrm{d}r_2$$

式中 $\overline{r}_1$ 是样品中平均喉道半径；$\overline{r}_2$ 是受 $\overline{r}_1$ 所控制的孔隙空间的半径。

Batra 将 $D=10^3(1/\overline{d}_1-1/\overline{d}_2)$定义为“孔隙结构难度指数”。$\overline{d}_1$ 为平均喉道直径，$\overline{d}_2$ 为平均孔隙直径。Batra 研究了 15 种不同的砂岩，统计结果表明 D 与三次石油采收率有很好的相关关系。图 4-42 表明了结构难度指数 D 同三次采油石油采收率(占原始石油)的关系。

储集空间由孔隙和喉道组成。剩余油滴的流动主要是受喉道直径和孔隙直径的比例

的控制。经过统计发现，结构难度指数与渗透率和孔隙度无关，只是反映结构的指数。

2. 孔隙结构系数

王传禹、杨普华等(1980)从大庆油田砂岩孔隙结构入手，把孔隙结构参数与沉积环境和砂岩的常规参数联系起来。通过物理模型水驱油的实验，用统计方法探寻影响驱油效率和渗流规律的特征参数，并研究这些特征参数对水驱油过程的影响和水驱油过程中岩石孔隙结构发生的变化，为今后建立大庆油田砂岩孔隙结构的数学模型，以及深入研究微观油水运动规律及油水分布状态提供了一定的实验资料。

他们提出了三种度量大庆油田砂岩孔隙结构特征的参数，并与压汞法所做的相同岩样上由实验室得到的水驱油无水石油采收率和最终石油采收率建立了回归方程。这三个参数如下：

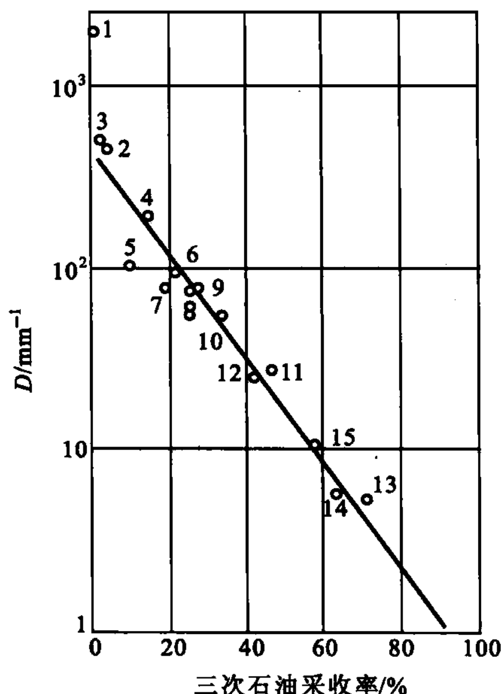


图 4-42 结构难度指数 D 同三次采油石油采收率(占原始石油)的关系

(1) 孔隙结构系数(ϕ_p)

它表征了真实岩石孔隙特征与长度相同的平行柱状毛细管束模型之间的差别，它的数值是影响这种差别的各种综合因素的度量。

$$\phi_p=\frac{\phi}{8K}(\bar{r})^2$$

式中 $\bar{r}$——平均孔隙半径；

K——渗透率；

ϕ——孔隙度。

当 $\phi_p=1$ 时，即为毛管束模型。

大量实验资料的统计表明，大庆油田萨南以北地区的平均孔隙结构系数在 2.35～3.14 之间变化；而南区的孔隙结构系数平均值明显增大，从 3.63 增大到 5.23；外围油田的平均孔隙结构系数则在 4.61～3.46 之间。

(2) 相对分选系数(D_r)

相对分选系数定义为分选系数 S_p 除以均值 D_M。其物理意义相当于数理统计中的变异系数。即

$$D_r=S_p/D_m$$

由于孔隙大小分布与粒度分布相类似，都服从(或分段服从)对数正态分布，所以可以采用计算粒度分选系数的公式来计算孔隙的分选系数和均值。即

$$S_p=\frac{\Phi_{84}-\Phi_{16}}{4}+\frac{\Phi_{95}-\Phi_5}{6.6}$$

$$D_m=\frac{1}{3}(r_{75}+r_{50}+r_{25})$$

式中 $\Phi=-\log_2 r$；r 为喉道半径。在大庆油田，岩石渗透率和相对分选系数关系相当密切。

(3) 特征结构系数($1/(D_r\phi_p)$)

它是相对分选系数和孔隙结构系数乘积的倒数，是影响驱油效率的孔隙结构特征的组合参数。大庆油田岩样的渗透率与该系数在双对数坐标系中成正比直线关系(图4-43)。渗透率越高，特征结构系数就越大，其驱油效率也越高。

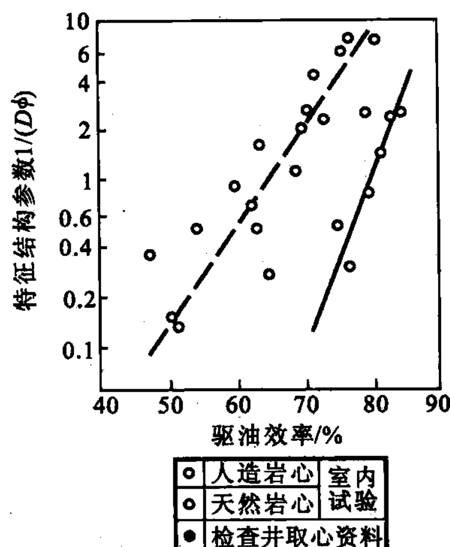


图 4-43 特征结构系数与驱油效率的关系

以上三个参数都与驱油效率有密切关系。它们与岩石实验所得的水驱无水采收率和最终石油采收率之间的相关关系可以用如表 4-4 所示的回归方程表达。

由此可见，岩石孔隙结构的三个参数都可用来预测其无水和最终石油采收率。此外，研究还表明孔隙结构系数 ϕ_p 还与大庆油田的沉积环境有比较明显的关系。

3. 均质系数

沈平平等对胜利油田的胜坨沙二段、广利油田沙四段等新生界下第三系沙河街组砂岩油层进行了孔隙结构和驱油效率的研究。在同一岩样上进行了相对渗透率测试，以后又做了压汞、退汞、粒度分析、薄片、铸体及扫描电镜、碳酸盐含量等分析。

表 4-4 孔隙结构参数与驱油效率的相关关系比较表(据王传禹等，1981)

孔隙结构参数	回归关系式	相关系数
相对分选系数 (D_r)	$\ln \eta_{无水}=-0.228\ln D_r+2.667$ $\eta_{最终}=-7.815\ln D_r+53.2$	0.776 1 0.896 8
孔隙结构系数 (ϕ_p)	$\ln \eta_{无水}=-0.664\ 1\ln \phi_p+4.026$ $\eta_{最终}=-2.74\phi_p+77.08$	0.672 3 0.563 5
特征结构系数 ($1/(D_r\phi_p)$)	$\ln \eta_{无水}=3.436\dfrac{1}{D_r\phi_p}+16.235$ $\eta_{最终}=6.8\ln\dfrac{1}{D_r\phi_p}+63.9$	0.877 5 0.900 9

注：$\eta_{无水}$=水驱油时的无水石油采收率；$\eta_{最终}$=水驱油时的最终石油采收率。

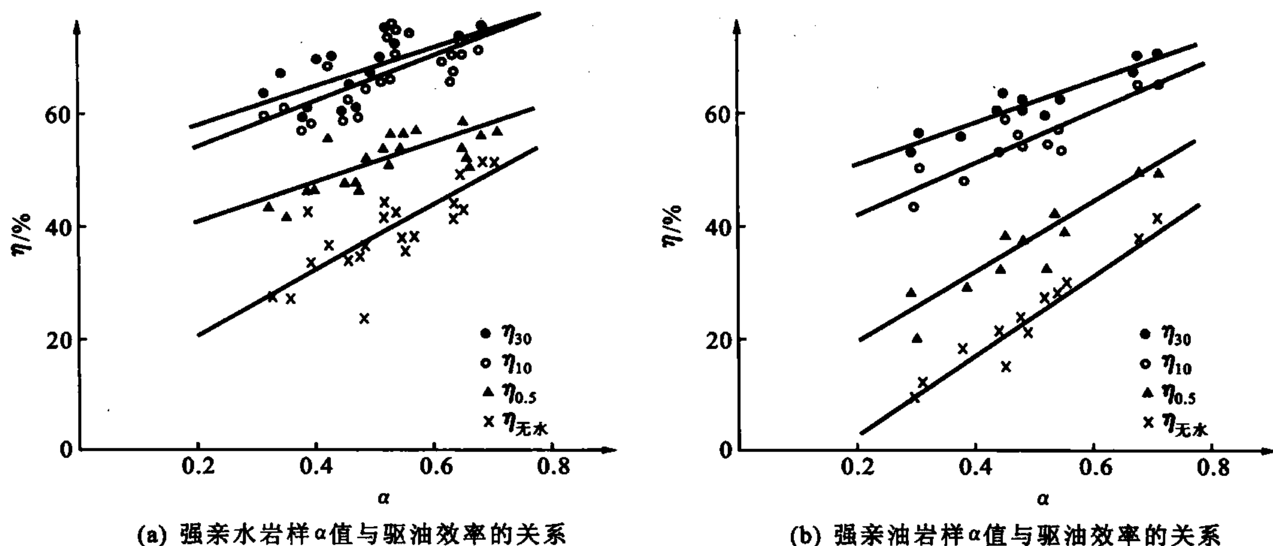
在大量样品研究的基础上，提出了描述储集岩孔隙结构特征的“均质系数(α)”。

设想孔隙介质是由许多大小不一的孔隙组成，那么其相对均匀程度对驱油效率的影响较大。如果把它们对比的指标选为排驱压力所对应的最大喉道半径 r_{max}，那么，某一喉道半径 r_i 相对于 r_{max} 的偏离程度值为 r_i/r_{max}。岩样是由大小不一的 n 个 r_i 所组成的，那么，总的偏离程度为每个 r_i 值对饱和度 S 的加权。即

$$\alpha=\frac{\sum_{i=1}^{n}\frac{r_i}{r_{max}}\Delta S_i}{\sum_{i=1}^{n}\Delta S_i}$$

α 称为孔隙结构微观均质系数。它的变化范围由 0 到 1。α 越大，则表示孔隙结构越均质。

根据研究，在上述胜利油田所研究的地层中，α 值与岩石渗透率一般没有明显的关系（图 4-44），但与孔隙度的关系却比较密切。



(a) 强亲水岩样α值与驱油效率的关系

(b) 强亲油岩样α值与驱油效率的关系

图 4-44　不同条件下岩样的 α 值与驱油效率的关系

均质系数 α 与驱油效率的关系如下。

① 强亲水条件下，α 值与无水采油期和含水采油期的驱油效率都有比较好的线性关系，并可用线性回归方程表示：

$$\eta_{无水}=8.8+56.4\alpha$$

$$\eta_{0.5}=33.2+34.3\alpha$$

$$\eta_{10}=46.3+38.4\alpha$$

$$\eta_{80}=50.8+34.0\alpha$$

上式中 η 表示岩样的驱油效率，下标表示含水百分数。

② 在强亲油条件下，α 值与无水采油期、含水采油期的驱油效率也有明显的线性关系。它们之间的线性回归方程为：

$$\eta_{无水}=-11.93+69.7\alpha$$

$$\eta_{0.5}=-7+60\alpha$$

$$\eta_{10}=33.8+43.8\alpha$$

$$\eta_{30}=43.8+36.1\alpha$$

式中符号同上。

根据上述回归方程，均质系数 α 还可用来预测该地层岩样的水驱油效率，其结果误差不超过±10%。

由于残油在孔隙介质中的分布和保存状态取决于储层岩石的孔隙结构，同时残油的再运动取决于孔隙中的毛管力和粘滞力，因此，孔隙结构特征对石油采收率具有特别重要的意义。

到目前为止，已经从室内进行了大量这方面的工作，主要是搞清剩余油在孔隙中的分布状态，以及寻找各种与孔隙结构有关的参数和残油数量的相互关系。这比过去仅仅依靠岩石的孔隙度或者渗透率来估计石油采收率无疑是前进了一大步。

然而，这些研究都还存在局限性，所得的结论还存在相互矛盾之处，还没有得到一个普遍公认的规律。无论在室内实验研究还是在统计分析上都有待于做更细致的工作。特别是要进行定量指标对比时，考虑描述孔隙结构的各种参数如何应用于整个储集层还远远不够。储层岩石的孔隙结构是复杂而多变的，需要进行更细致、更深入的研究。

第五章 储层非均质性研究

储层非均质性是指储层的基本性质，包括岩性、物性、电性、含油性以及微观孔隙结构等特征在三维空间上分布的不均一性。无论是碎屑岩储层还是碳酸盐岩储层，其非均质性是普遍存在的。研究储层非均质性实际上就是要研究储层的各向异性，定性定量地描述储层特征及其空间变化规律，为油藏模拟研究提供精确的地质模型。储层非均质性的研究对油气田勘探和开发有指导作用，尤其是对油气水的运动规律，提高油田采收率有重要意义。

随着石油工业的发展、科学技术水平的提高以及油气田勘探开发工作的深入，对石油地质研究工作提出了越来越高的要求。油藏工程学家总是苛刻地要求石油地质学家提供精细的、能把储层各项物理参数在三维空间的分布定量描述出来的地质模型，以此模拟地下油气水的运动规律，设计新区的开发方案，调整老区的开发方案，因而对储层研究从定性向定量过渡已是摆在所有石油地质学家面前的重担。正如F·F·克雷格所说："以我们现有的和正在增长的能力来说，只要能对储层非均质性进行详细描述，就能够精确地算出油田的开发动态，但对某些具体的油田来说，更迫切需要进一步改善描述其非均质性的方法。"他还形象地比喻道："攀登有效的注水开发这一目标，要靠这样的梯子，它的一条腿是综合应用各种注水预测方法，另一条腿是定量地描述储层的非均质性。"

一般认为，海相地层的岩性岩相、厚度变化较陆相地层小，因此，从研究方法到研究内容、研究程度两者均有区别，但不论是海相还是陆相储层，非均质性则是普遍存在的，只是程度不同罢了。

第一节 储层非均质性的分类

不同的学者基于不同的研究目的，对非均质性的规模和内容的研究也不同。分类可以根据规模、成因和对流体的影响等方面来进行。常见的储层非均质性的分类方案如下：

一、Pettijohn 的分类

Pittijohn 等提出了一个非均质性分类方案，这个分类方案是一个由大到小非均质性类型系列谱图，如图 5-1 所示。这个谱图比较实用。根据这一思路，Weber 提出了一个分类体系，根据这一体系的顺序，可以在油田评价和开发期间定量地认识非均质性。因此非

均质规律是主要的影响因素。大规模的构造体系造成的大规模非均质性比沉积作用引起的小规模非均质性优先发挥作用(图 5-2)。

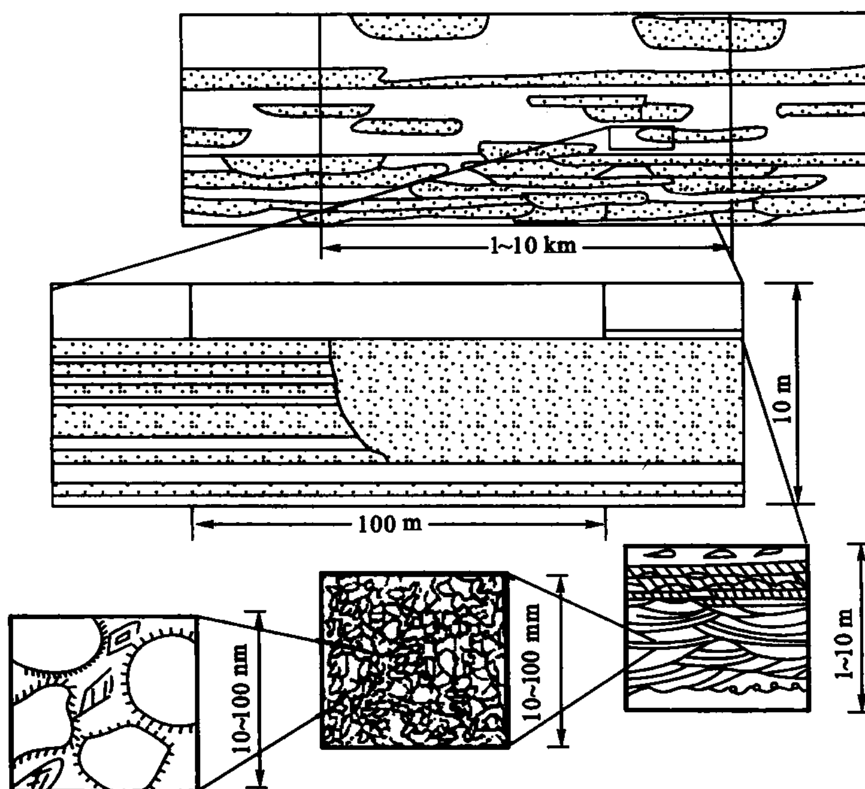


图 5-1　储层非均质性分类(以河流沉积储层为例)(据 Pettijohn 等，1973)

按规模及成因可分为八种类型：

① 封闭、未封闭、半封闭断层引起的非均质性。

② 成因单元边界引起的非均质性。

③ 成因单元内部渗透带的变化引起的非均质性。

④ 成因单元内部隔层的存在引起的非均质性。

⑤ 层理的变化引起的非均质性。

⑥ 孔隙类型和孔隙间相互关系引起的微观非均质性。

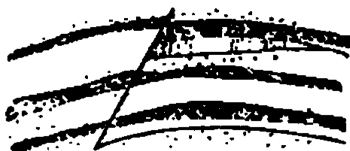
⑦ 封闭、开启裂缝造成的非均质性。

⑧ 原油的粘度变化和沥青垫引起的非均质性。

二、Haldorsei 的分类

在河流沉积学领域内近年出现的结构要素分析方法中所采用的界面系列分析法，把砂体层内非均质性和平面非均质性分成若干小的级别，其中各级别间由界面分开。Haldorsei 把与孔隙平均值有关的体积分布分成四个级别，即微观非均质性(microscopic，孔隙和砂颗粒规模)、宏观非均质性(macroscopic，传统的岩心规模)、大型非均质性(megascopic，模拟模型中的大型网块)和巨型非均质性(gigascopic，整个岩层或区域规模)(图 5-3)。

1. 封闭、未封闭半封闭断层



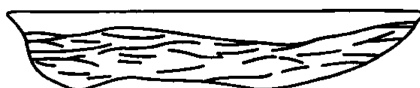
2. 成因单元边界



3. 成因单元内部浸透带



4. 成因单元内部隔层



5. 交错层



6. 微观非均质性结构类型矿物学特征



7. 封闭、开启裂隙

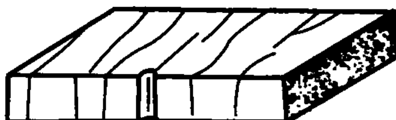


图 5-2　储层非均质性的分类(据 Weber,1986)

三、裘亦楠的分类

裘亦楠(1987,1989)把碎屑岩体的储层非均质性由小到大分成五级,即

① 微观非均质性,包括孔隙分布、孔隙类型、粘土基质。

② 基本岩性物性,包括岩石性质(粒度分布、矿物组成、胶结物)、岩石物性(孔隙度、渗透率、饱和度)、渗透特征和敏感性。

③ 层内非均质性,包括粒度韵律性、层理构造序列、渗透率差异程度及高渗段位置、层内不连续薄泥质夹层分布频率和大小以及其它不渗透隔层、全层规模的水平或垂直渗透率比值。

④ 平面非均质性,包括砂体成因单元连通程度、平面孔隙渗透率变化及均质程度、渗透率方向性。

⑤ 层间非均质性,包括层系的旋回性、砂层间渗透率的非均质程度、隔层分布、特殊类型地层的分布、层组的小层划分。

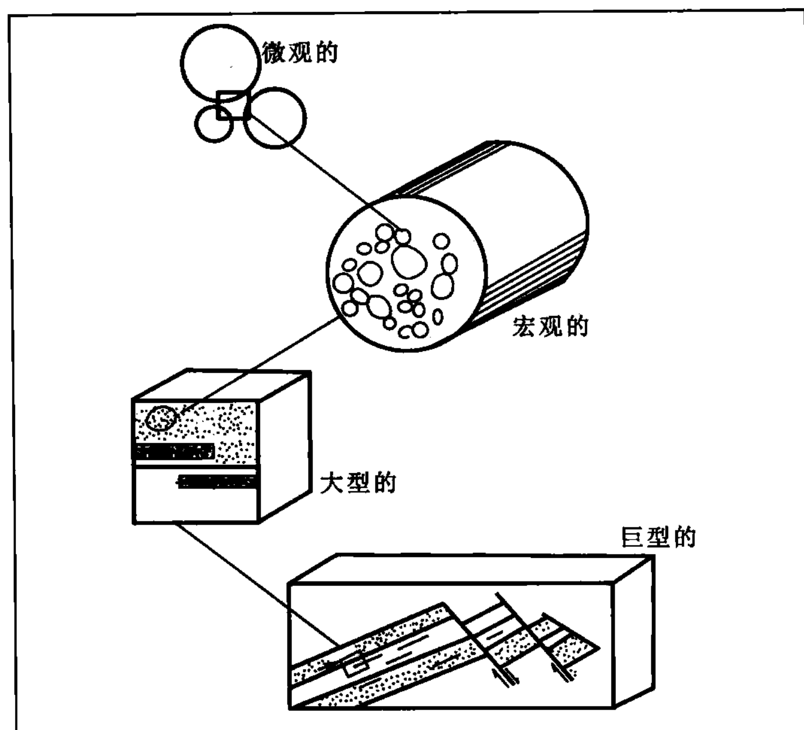


图 5-3 与孔隙平均状况有关的四级非均质性

这一分类方案与图 5-1 的谱系图相似，但是更加详细、全面和明确，适合在生产中的应用。

四、其它分类方案

规模大小是非均质分类最重要的一个方面，这是由非均质性与均质性的相对性决定的。其它的划分方案还有宏观非均质性(macroscopic heterogeneities)，中观非均质性(mesoscopic heterogeneities)和微观非均质性(microscopic heterogeneities)。在油藏模拟中也有人采用大型的(largescale)、中等的(medium scale)和小型的(small scale)的非均质性等等。

第二节 储层非均质性的研究内容和方法

一、层内非均质性

层内非均质性具体指一个单砂层内的岩性、物性和含油性的变化情况。

层内非均质性的研究内容包括：粒度、中值、分选、圆度、球度、杂基、胶结物、粒序、层理构造、微裂缝、泥质夹层的稳定性、韵律性等的变化。

从开发的角度来讲，重点是研究层内纵向上渗透率的变化。非均质性主要指高孔渗段所处的位置以及渗透率级差和渗透率的非均质性，层内垂向渗透率与水平方向渗透率的比值。

1. *粒序剖面*

在剖面上常见的粒度变化有正粒序、反粒序和复合粒序。粒序剖面受沉积环境和沉积方式的控制。

在成岩变化弱的碎屑岩储层中，剖面上粒度的韵律性直接控制渗透率剖面的韵律性，渗透率在垂向上的变化直接影响开发效果，在注水开发过程中，正韵律剖面易出现底部水淹快、水淹厚度小和驱油效率低等现象。图 5-4 表示大庆油田某注水水淹区的曲流河沉积的点坝微相油层在开发过程中的生产动态，经检查井油层岩心分析，其中未水洗的油层厚度在 50%以上，而且平均水驱油效率也仅占 50%左右，油层中上部仍保持原始含油状况。而反韵律剖面水淹慢且均匀，水淹厚度大，驱油效率高。复合韵律剖面其注水开发效果介于前两者之间。

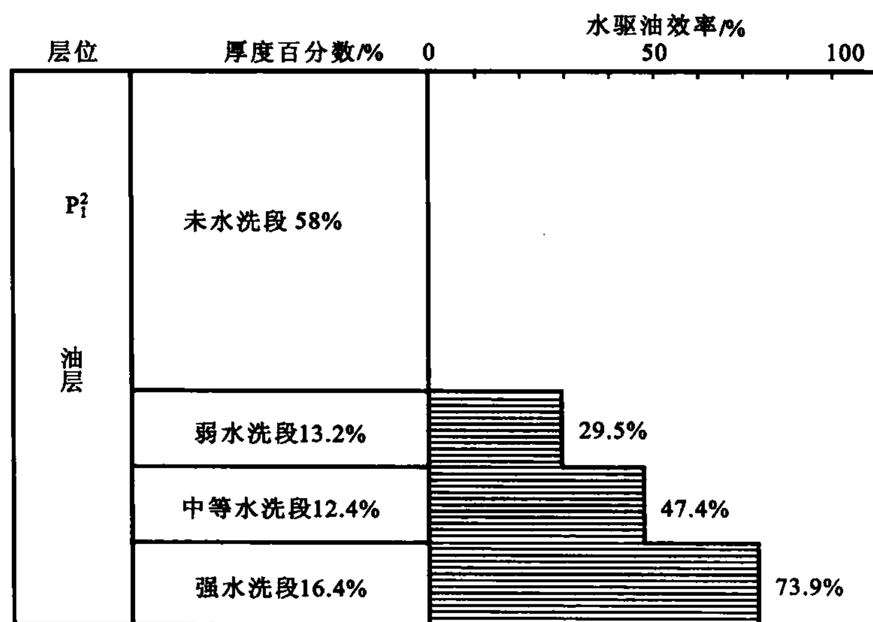


图 5-4　大庆油田点坝微相油层水洗状况图(据薛培化)

而对于成岩变化很强的碎屑岩储层，由于胶结物含量等因素的影响，渗透率的韵律性与粒序韵律性的吻合程度较差。

2. *层理构造*

多数碎屑岩储层具有层理构造。常见的层理类型有平行层理、块状层理、交错层理、斜层理、波状层理和水平层理。层理类型受沉积环境和水流条件的控制。通过物理模拟实验，证明层理构造影响油水运动。在一定的水动力条件下，层理构造在垂向上对油水运动的影响是有一定规律的。大庆油田对不同层理的砂岩储层进行了注水模拟实验，测量不同方向上的渗透率和最终采收率，其结果如表 5-1 所示。

表 5-1　不同层理的砂岩注水模拟结构

层理类型	渗透率值/($10^{-3}\ \mu m^2$)	最终采收率/%
斜层理	723	21.3
交错层理	221.3	42.7
平行层理	816.2	31.8

实验结果表明，不同的层理类型其渗透率和最终采收率差异较大。斜层理砂岩的渗透率高，水淹快，采收率低；交错层理砂岩的渗透率低，水淹均匀，因此采收率高；平行层理砂岩的渗透率虽高，但水淹均匀，因此采收率较高。

对于斜层理砂岩，平行于纹层走向注水，其采收率最高(表 5-2)。对于河道砂岩来讲，斜层理的倾向指向下游。一般采取河道中央注水，两侧采油，其效果最佳。

表 5-2　不同注水方向对斜层理砂岩的驱油效果的影响

注水方向	无水采收率/%	最终采收率/%	最终注入倍数
平行层理倾向	2.84	21.3	1.07
逆着层理倾向	19.4	48.5	2.5
平行纹层走向	34.6	53.2	1.0

注：最终注入倍数指注水体积与孔隙体积的比值。

3. *夹层的存在*

砂岩中常存在泥岩和泥质粉砂岩夹层，其厚度较小，一般几厘米、几十厘米。泥质夹层的存在对开发效果有重要影响。夹层的成因取决于沉积环境。

① 三角洲前缘席状砂与分流河口坝砂体之间的夹层，多出现在砂体中下部，以泥质薄层出现，延伸较远，可达 300～600 m，在砂体内起细分砂层的作用。

② 分流河道砂体和曲流河道砂体之间的泥质夹层，这种夹层很薄，为侧积体之间的夹层。其在平面和剖面上的分布特征见图 5-5。

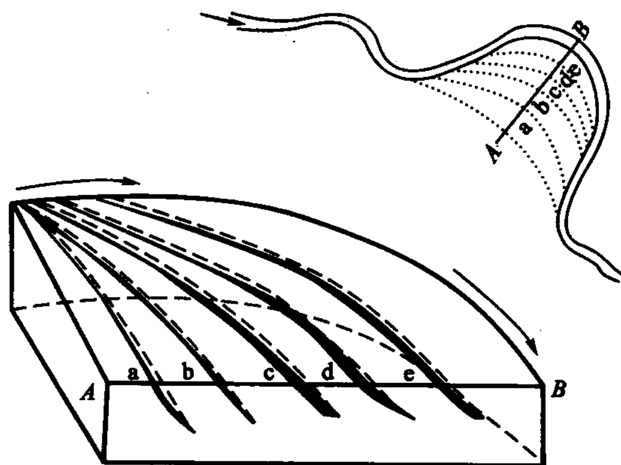


图 5-5　河道砂体间的泥质夹层在平面上及剖面上的分布特征

a，b，c，d，e 为不同的泥质侧积层

③ 层理构造中的细层(纹层)，可以是泥质粉砂岩、粉砂岩、泥岩，其数量多，厚度小。

不同的沉积环境中形成的砂岩储层，其夹层的稳定性有明显的差异。海相储层的夹

层分布稳定，分布长度大；三角洲砂体的夹层的分布稳定性次之；点坝砂体的夹层的分布稳定性最差。不同沉积环境夹层的分布特征见图 5-6。

4. 微裂缝

在很致密的储层中常分布大量的微裂缝。微裂缝的存在可以改变储层的渗透性，甚至可能形成串层，对开发效果的影响较大。在断裂活动强的断块油田中，不可忽视对裂缝的研究，对裂缝的大小、方向、产状和密度均要搞清楚。

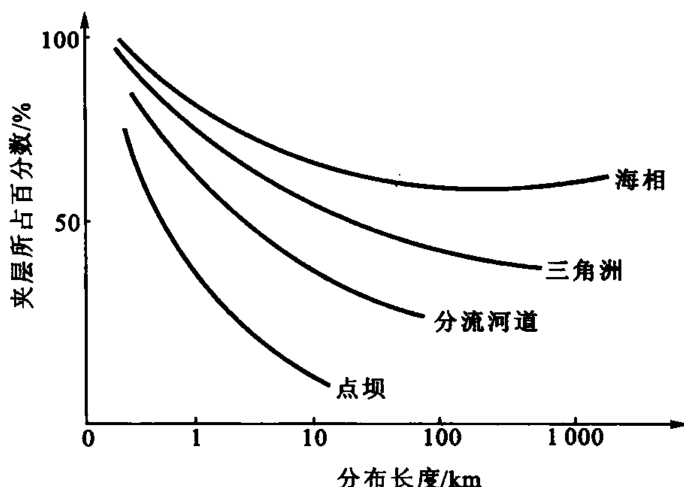


图 5-6 不同沉积环境夹层分布稳定性示意图(据 Weber)

5. 颗粒的排列方向

古水流的方向造成了颗粒的排列呈一定的方式。沿古水流方向注水对水流的阻力最小。对于河道砂体来讲，注入水沿古河道下游方向推进速度快，向上游方向推进速度慢且驱油效果也有差异。

例如，大庆油田开发初期主要采用横切割式的行列注水。在注水后不久，发生了明显的所谓“南涝北旱”现象，即大注水井排南面的生产井注水量太多，油井水淹严重，需要控制注水量；而在同一注水井排北面的生产井，显得注水量太少，油井产量和压力稳不住，要求增加注水量。矛盾十分突出，当时尚不理解产生这种矛盾现象的根本原因，以后通过分层沉积相的研究和油藏开采动态分析，才逐渐认识到这种“南涝北旱”现象和砂体沉积时古水流的方向有密切关系(图 5-7)。

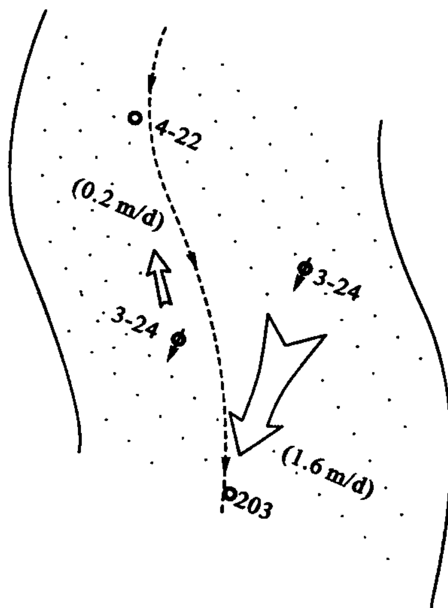


图 5-7 注水速度与古水流方向的关系

6. 反映层内非均质性的系数和表达式

在衡量渗透率的非均质性时，经常以各种数量统计参数来表示。我国目前常用的有以下几种参数。

(1) 渗透率非均质系数(又称单层突进系数)

渗透率非均质系数用 K_K 表示，即单油层中所划分出的各相对均质层段的平均渗透率与单油层中渗透率最高的相对均质层段的最大渗透率之比值。公式表示如下：

$$K_K=\frac{\overline{K}}{K_{max}}$$

式中 $\overline{K}$——某一相对均质层段的平均渗透率；

K_{max}——单油层中渗透率最高的相对均质层段的最大渗透率。

若以相对均质小层段厚度的加权渗透率平均值表示，则上式可写成为：

$$K_K=\frac{\sum_{i=1}^{n}K_i h_i}{K_{max}\sum_{i=1}h_i}$$

式中 K_i——某一相对均质小层段的渗透率；

h_i——某一相对均质小层段的厚度。

渗透率的非均质系数的变化范围为 0～1。

K_K 值越接近于 0，非均质性越强；K_K 值越接近于 1，则非均质性越弱。

有时也用渗透率均质系数来表示，并以下列方式表达：

$$K_K=\frac{K_{max}}{K}$$

此时，K_K 值越接近 1，则均质性越好；反之越差。

(2) 渗透率级差

渗透率级差是单砂层中最大渗透率与最小渗透率的比值，用 K_n 表示。

$$K_n=\frac{K_{max}}{K_{min}}$$

式中 K_{max}——砂层中的最大渗透率；

K_{min}——砂层中的最小渗透率。

K_n 值的变化范围为 1～∞。$K_n=1$，储层最均质；K_n 越大，反映储层越非均质。

(3) 渗透率变异系数

渗透率变异系数也称渗透性变化系数，亦常被简化为渗透性变量。统计学上，变化系数 K_v 的定义如下：

$$K_v=\frac{\sigma}{\overline{X}}$$

式中 σ——均方差；

$\overline{X}$——被分析参数 x 的算术平均值；

K_v——渗透率变异系数。

均方差是 σ 数理统计中用以度量被统计的那些数值的分散程度或变化程度，σ 值越大，则表明参数个别值对其平均值的分散程度越大。σ 的表示式为：

$$\sigma=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}f_i(x_i-\overline{x})^2}{\sum_{i=1}^{n}f_i}}$$

式中 x_i——被分析参数的不同数值(或不同间隔)；

f_i——对参数不同数值(或不同间隔)$x_1,x_2,\cdots,x_n$ 观测到的次数或出现的次数(频率)。

渗透率变异系数可能的变化范围在0～1之间，对于一个完全均质的储层来说，K_v值应等于零。

(4) 泥质夹层分布频率和分布密度

碎屑岩储层内部都存在有大量的非渗透性泥质夹层、纹层等，厚度一般都不大，介于几厘米到几十厘米之间，分布很不稳定，很难进行横向追踪。它们的存在对储层垂向、水平渗透率影响极大，因此，定量研究其分布规律具有十分重要的意义。通常采用下述两个参数来描述：

① 夹层分布频率(F)：指砂层单位厚度内泥质夹层分布的个数。反映储层的分层性。

$$F=N/H$$

式中 N——层内非渗透性泥质夹层的个数，个；

H——砂层厚度，m。

在砂层厚度相近的条件下，F值越高，说明层内泥质夹层越多，储层非均质性越强。

② 夹层分布密度(D)：指层内非渗透性泥质夹层的总厚度与砂层厚度的比值。

$$D=H_{sh}/H$$

式中 H_{sh}——层内非渗透性泥质夹层总厚度，m。

一般情况下，D值越高，储层非均质性越强。

层内泥质夹层分布频率和分布密度往往与沉积环境密切相关。比如在滩坝主体微相或河道充填微相带，储层内泥质夹层分布频率和分布密度均为低值；而在滩坝边缘、河道边缘微相带，储层内泥质夹层分布频率和分布密度则均为高值。

二、层间非均质性

层间非均质性是指砂层组内或油层组内各砂层之间的差异。其包括层系的韵律、砂层间渗透率的非均质程度、隔层分布、特殊类型层的分布、层组的小层划分等。研究层间非均质性为油田开发层系的划分和井网的选择提供地质依据。

层间非均质性的研究涉及两大方面：

1. 隔层

隔层是指在注水开发过程中，对流体具有隔绝能力的不渗透岩层。隔层的作用是将相邻两套层系的油层完全隔开，使层系之间不发生油、气、水窜流，形成两个独立的开发单元。

确定隔层的隔绝程度有两个标准，即物性标准和厚度标准。要求在20～27 MPa下地层不透水。各个地区的油、气田往往通过实践和实验室工作来确定隔层的厚度与渗透性的界限。大庆油田是通过研究渗透率与孔隙度、渗透率与泥质含量等关系和分析各类岩石渗透率分布特征进行综合判断确定的。确定厚度大于5 m，空气渗透率小于$10\times10^{-3}\ \mu m^2$作为隔层的界限。通过室内实验和现场压裂资料分析，认为只要固井质量好，厚度为0.6 m的泥岩夹层就能起到隔绝作用。若从自然电位曲线上识别隔层，隔层的自然电位幅度要满足小于0.15 mV。

常见的良好隔层的岩性为泥岩、粉砂质泥岩、盐岩和膏盐。在平面上的分布要大于被分隔的砂层的分布范围。裂缝及小断层不发育。

隔层在平面上的分布及连续性常用隔层图来表示。它是制定射孔方案进行油层动态

分析的重要参考资料。

2. 层间差异

层间差异的研究包括如下内容：

① 确定主力油层和非主力油层，为分层开采提供地质依据。

② 注意特别高的孔渗性地层，预防注水过程中的单层突进。

③ 多砂层间的渗透率非均质程度常用渗透率变异系数、渗透率级差、单层突进系数及均质系数表示。

④ 渗透率分布曲线。为了使直观效果更清楚，常以直方图或曲线的方式来表示渗透率的分布情况。如图 5-8 所示，为胜利油田一个单油层的渗透率分布曲线图，图中的横坐标为渗透率厚度权衡平均值，纵坐标为占总井数的百分数。

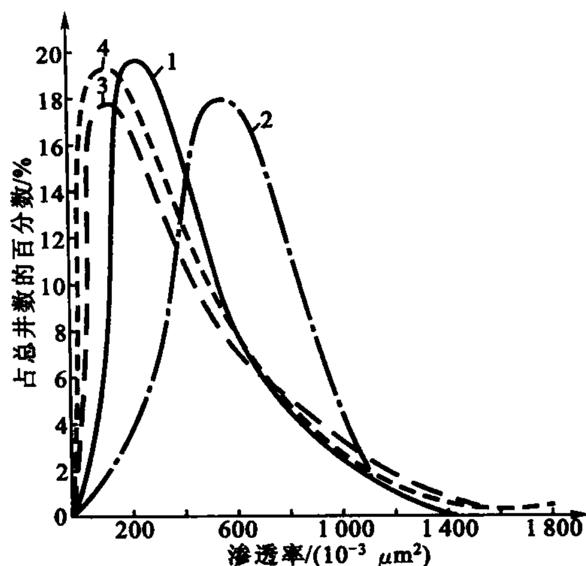


图 5-8　胜利油田某地区不同油层的渗透率分布曲线

图 5-8 为四个油田不同地层的渗透率分布曲线。图中分析曲线 2 所代表的油层渗透率相对较高的部分较集中，且占总井数的百分数较高，说明均质程度较好，渗透能力较强。

⑤ 渗透率韵律模式。油田注水开发实践表明，开发单元内纵、横向上油水运动和渗透率韵律是密切相关的，不同的渗透率韵律类型，在注水开发过程中其注采特点也不可能相同。韩大匡等人从大庆油田的实际出发，研究过不同储层结构（即储层渗透率韵律类型）的油层水洗特征，结果发现有以下几类（图 5-9）：

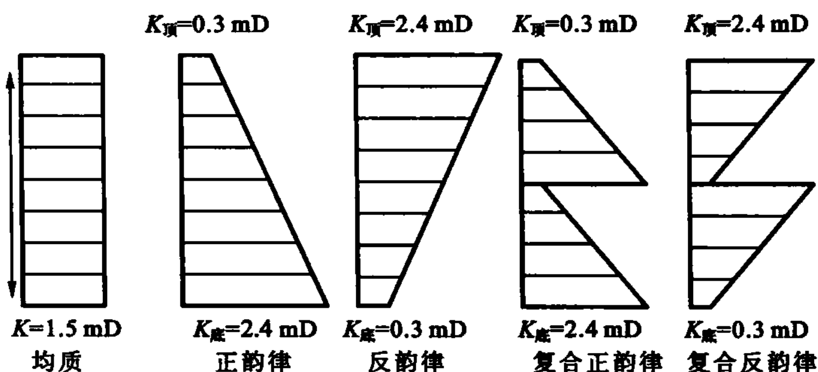


图 5-9　不同韵律油层纵向上渗透率分布示意图

1 mD=1×10^{-3} μm²

a. 底部水淹型。渗透率正韵律或均质韵律往往属于这种类型。注入水沿油层底部高渗透层段突进，造成油井见水早，水淹厚度薄，含水率上升快，因而开发效果差。

b. 分段水淹型。一般是叠加型复合正韵律油层。油层在纵向上多段水洗，而且水洗部位正好对应于各个韵律段的底部。这类油层水淹厚度并不大，并且往往是下部韵律层段比上部韵律层段水淹厚度大，开发效果相对较好。

c. 均匀水淹型。通常是厚度很薄的均匀韵律或反韵律或复合反韵律型油层。它们的水淹厚度都比较大，驱油效果较好。

如图 5-9、图 5-10 和表 5-3 所示，表示五种不同渗透率韵律类型及其相应的水淹剖面状况。

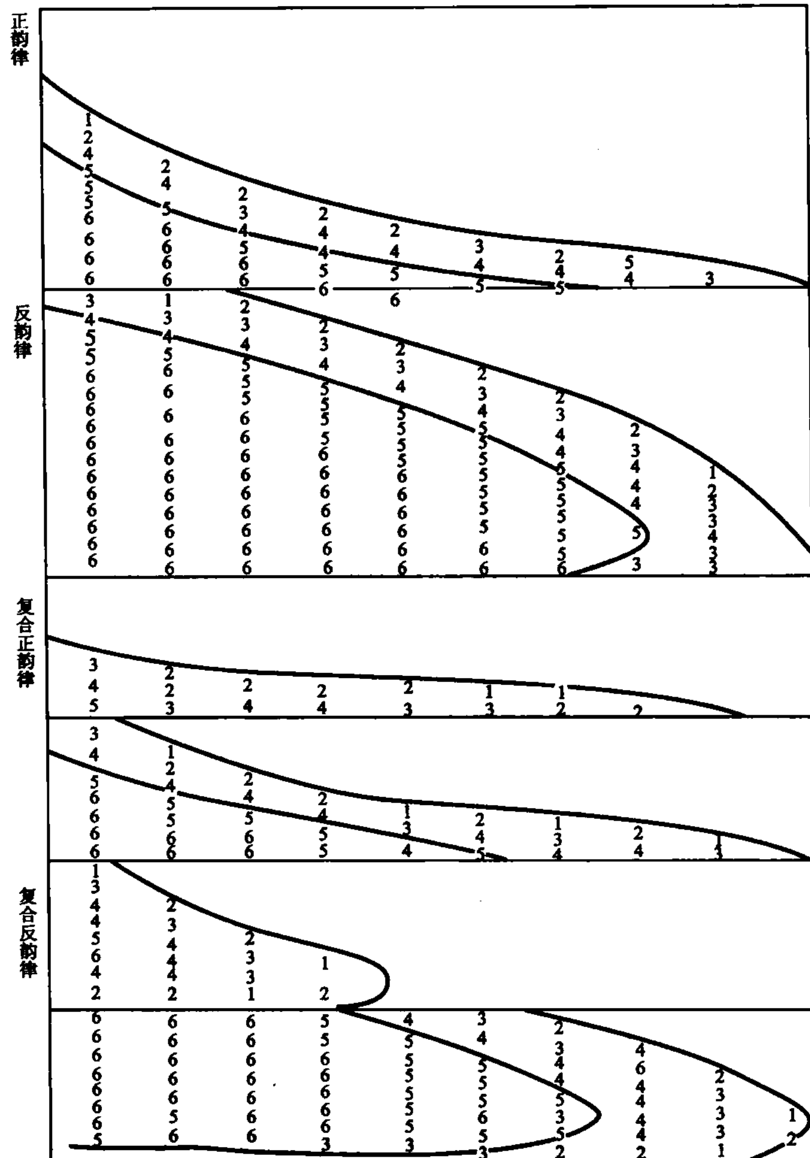


图 5-10 不同韵律油层模型见水时水线图(据韩大匡等)
图中数字表示含水率，其中 1—5%～15%；2—15%～25%；3—25%～35%；
4—35%～45%；5—45%～55%；6—55%～65%；7—65%～75%

表 5-3 不同韵律模型开发指标对比

项目 模型	无水采收率/%	见水时扫油厚度系数/%	最终采收率/%	最终注入倍数	注水效率系数/%
均质	18.00	4.00	57.78	2.32	24.9
正韵律	11.63	27.50	51.38	3.57	14.4
反韵律	33.38	71.88	57.34	1.87	30.6
复合正韵律	12.75	35.63	61.29	3.09	16.6
复合反韵律	24.00	56.88	54.54	2.14	25.5

由此可见，油层的渗透率韵律模式对油水运动有着重大影响，而且不能单纯地认为油

层非均质性是引起水窜的主要原因，还应重视油层渗透率的韵律类型。在渗透率变化程度相近的条件下，不同类型的油层结构具有截然不同的油水运动特点。

⑥ 砂岩系数 K_h。它是油层剖面中砂岩厚度与油层总厚度比，即 $K_h=\frac{h_{砂}}{h_{总}}$，也就是剖面中砂岩的含量。一般先计算出油田上每口井的 K_h 值，然后再把整个油田所有井剖面的 K_h 值进行算术平均，求出整个油田的 K_h 值。油层的 K_h 值越接近于1，表示油层越均质；K_h 值越小，表示油层越不均质。这个系数在油田勘探过程中很有价值，可以根据各井 K_h 值变化的情况分析储层的分布规律。

⑦ 分层系数 K_p。它表示油层剖面中渗透性砂层的平均层数。计算的方法是将油田所有各井钻遇到的砂层数加起来，除以油井总数，即 $K_p=\frac{油田各井钻遇的总砂层数}{总井数}$。$K_p$ 值越小表示油层剖面越均质；K_p 值越大表示非渗透夹层越多，因而油层就越不均质。

层间非均质性对油田开发效果影响甚大。如大庆油田，原油性质相同的两个地层同时开采，若渗透率相差1倍，采收率为52.29%；若渗透率相差4倍，采收率为49.27%；若渗透率相差8倍，则采收率为46%。在这种情况下，高渗透层采收率为58.9%，低渗透层采收率为33.06%。

统计结果表明，对于三角洲前缘亚相开发层系，渗透率级差小于3的层系，不出油的层占12%；渗透率级差大于3的层系，不出油的层占86.3%。对于河流相开发层系，渗透率级差大于5的层系，不出油的层占61.2%；渗透率级差小于5的层系，不出油的层占13.5%。

因此，对于三角洲前缘亚相，渗透率相差3倍的油层，不能划分到同一开发层系中；而对于河流相油层，渗透率相差5倍的层不能划分到同一开发层系中。

开发层系的层数对开发效果亦有明显的影响。大庆油田的统计结果表明，开发层系内，层数越多，厚度越小，则油层的动用率越低。表5-4显示了各区块开发层系内油层数、厚度与原油采收率的关系。

表5-4 大庆油田各区块开发层系内油层数、厚度与原油采收率关系

序号	开发层系	有效厚度/m	射开油层数	非均质系数	含水60%时原油采收率/%	层系不出油厚度百分比/%	层系动用好的厚度百分比/%
1	啦南	46.7	18.2		16.5		
2	北-断西葡Ⅰ	11.5	5.2	1.68	31	13.7	85.1
3	北-断西萨Ⅱ	15.8	7.6	1.89	28	24.2	60.9
4	北-断西萨Ⅰ、Ⅲ，北-断西葡Ⅱ	14.1	9.1	2.24	33	40.2	
5	中区西部加密前	17.1	11.6	2.09	21		60.2
6	中区西部	17.7	11.7	2.23	23		
7	南三区葡Ⅰ	8.7	4	1.62	34	0	88.3
8	南三区面积	11.8	8.6	1.88	30.5	0	87.8
9	南一区丙西	15.6	12.5	2.07	24		
10	杏二区	23.3	29.7	3.47	26	36.1	44.6

随着开发层系油层数、有效厚度增加，开发效果变差。从本质上说，是油层非均质性加剧引起的。对大庆和胜利油田各区块的开发数据，按层间渗透率的非均质系数三个变化区间进行整理得出非均质系数大于1.9，采收率有明显的降低(表5-5)。

表5-5 层间非均质系数与原油采收率关系

油田	层间非均质系数	最终采收率/%	油田	层间非均质系数	含水60%时采收率/%
胜利油田	1.3～1.7 平均1.51	45.3	大庆油田	1.67～1.7 平均1.65	32.5
	1.71～1.9 平均1.81	46.42		1.71～1.9 平均1.885	29.2
	1.91～2.33 平均2.07	42.58		1.91～3.47 平均2.42	25.4

三、平面非均质性和三维非均质性

平面非均质性和三维非均质性是指储层的几何形态、规模、孔隙度和渗透率等在平面及三维空间上的变化引起的非均质性。它直接影响着注水的垂向驱油效率和波及效率。

1. 平面非均质性

平面非均质性包括如下研究内容：

(1) 砂体的几何形态

砂体的几何形态常用小层平面图来表示。按形态可将砂体分为四类(图5-11)。

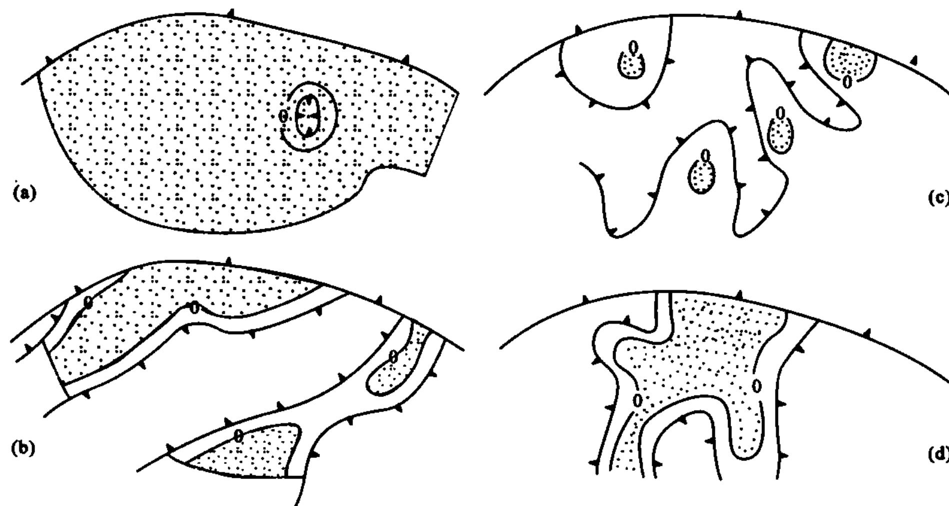


图5-11 常见的砂体几何形态平面示意图

(a) 席状砂体；(b) 带状砂体；(c) "土豆状"砂体；(d) 不规则状砂体

① 席状砂体：分布范围广，达几十至几百平方千米，长/宽比约等于1，分布范围占钻遇井点的70%以上。

② 带状砂体：呈条带状分布，长/宽比大于2，有各种延伸方向。

③ "土豆状"砂体：形状似"土豆"，分布范围小，仅1～3口井钻遇，长/宽比小于3。

④ "树枝状"砂体：形状不规则，一般有一主要延伸方向，其它方向也有一定的延伸。

(2) 砂体展布与连续性

砂体的展布常用砂体的长度、宽度及宽/厚比表示。砂体的长度和宽度决定着井网的控制程度。

按砂体的宽度可将砂体的展布分为四类。

一类：砂体宽度大于 1 600 m；

二类：砂体宽度为 1 600～1 100 m；

三类：砂体宽度为 1 100～600 m；

四类：砂体宽度小于 600 m。

(3) 物性的平面变化

由于砂体内部结构的非均质性，在同一砂体内部物性在平面上也是变化的，这种变化常用渗透率平面等值线图（图 5-12）和孔隙度平面等值线图表示。

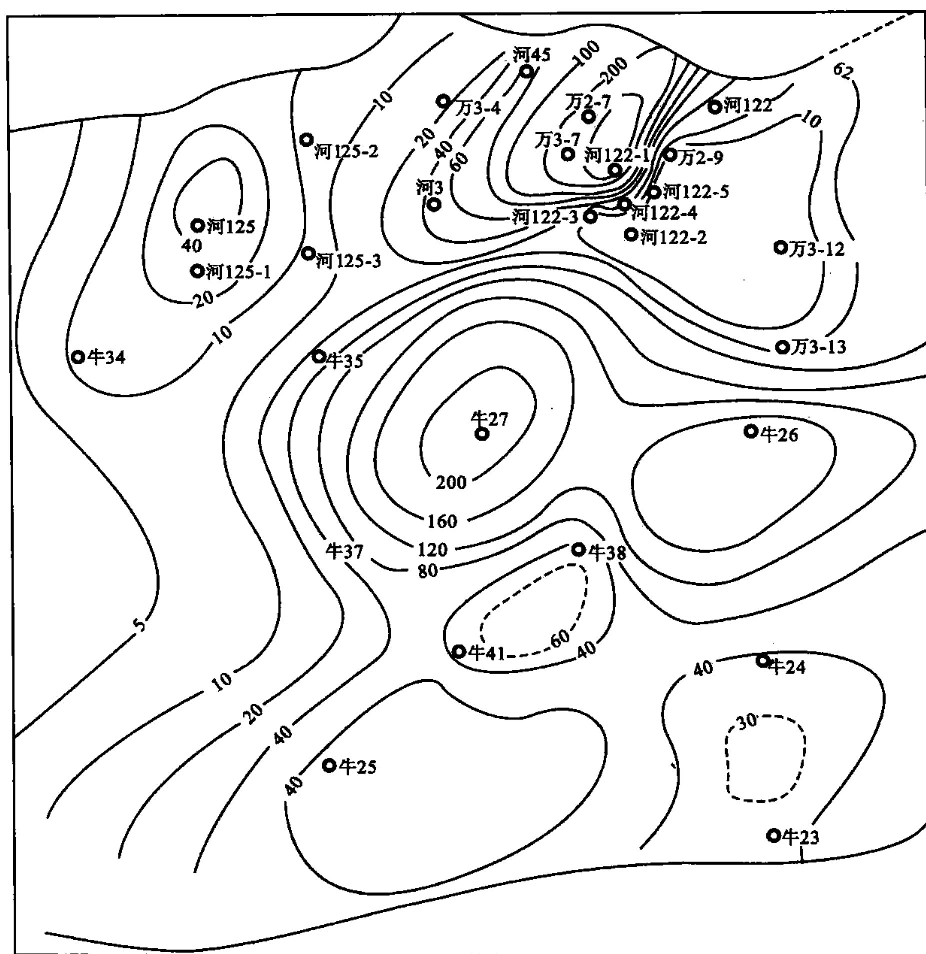


图 5-12　牛庄油田沙三段叶 3 砂体平均渗透率等值线图

2. 三维非均质性

近年来，随着计算机技术的发展，使得研究储层的三维非均质性成为可能。储层的三维非均质性研究主要包括砂体在空间上的连通性和砂体内部物性在三维空间上的变化。

(1) 连通性

砂体在纵、横向上岩性在变化，厚度也在变化。砂体之间的连通形式有两种，一是靠断层连通，二是靠砂体的叠加连通。

对砂体连通性的描述常用配位数和面积连通程度来表示。

① 配位数：指一个砂体与邻近砂体的连通数。

② 面积连通程度：常用连通面积/总面积来表示。

(2) 砂体内部物性的空间变化

砂体内部孔隙度和渗透率在空间的变化常用二维、三维数据显示。

四、储层非均质性的影响因素

非均质性形成的原因有如下几种：一是沉积因素。由于沉积条件的不同，如流水的强度和方向、沉积区的古地形、水盆的深浅、碎屑物质供应的差异，造成了碎屑沉积物的颗粒大小、排列方向、层理构造和砂体几何形态的差异。二是成岩因素。沉积物沉积之后的压实、压溶、胶结作用和重结晶作用等改变了原始孔隙度和渗透率的分布状态，增加了储层的非均质程度。三是构造因素。构造断裂活动使储层产生大量构造裂缝，这些构造裂缝改变了储层渗透性的方向，造成储层的渗透性在纵、横向上有很大的差异。

第三节　储层非均质性对储层开发的影响

注水开发过程中，控制和影响油水运动的特点是多方面的。从微观的孔隙结构、砂粒排列的各向异性，到以各种层理构造形式存在的纹层、不稳定的层内薄夹层、粒度韵律性，以及宏观的空间变化导致的渗透率、孔隙度非均质性，渗透率方向性及油砂体的几何形态，甚至一个开采层系内部油砂体之间的差异性等都直接影响每个砂体内的油水运动特点。这些油砂体的地质特征都取决于各自的沉积环境。对于成岩后生作用不强的砂体更是如此。一定沉积成因的油砂体必然有一定的结构、构造特征，注水开发时也必然有一定的油水运动特点。

下面简述湖盆河流-三角洲沉积砂体的油水运动特点。

一、泛滥河道砂岩体的开发特征

泛滥河道砂体以点坝砂为主要沉积砂体，还有部分废弃河道充填砂，同一时间单元内，在曲流带内形成一个有一定宽度的带状砂岩体。

点坝砂下粗上细的正韵律性，以及周期性的侧向加积构成了比较严重的和特殊的层内非均质性。底部连续延展的滞流层形成连通很好的高渗透通道，上部较多的泥质纹层形成层内垂向窜流和侧向窜流的遮挡，加剧了上下部的差异。平面上顺曲流主流线形成明显的方向性渗透率，平面非均质性也比较严重。纵向上多个时间单元的冲刷叠加形成大厚砂层，由于接触关系的不同，其层内非均质性更趋复杂。因此，在注水开发中，其油水运动特点主要有以下表现：

1. 平面上注入水优先沿河床凹槽主流线快速突进

这是河道砂岩体无一例外的特点。大庆油田切割注水井排基本上垂直河道砂岩体延伸方向，注入水沿河道砂岩主流线的油井快速突进，在第二排上油井见水时间可以比第一排上主流线两侧的油井早 1～2 年，同一排上则可差 3 年以上。大庆油田大量的实践发

现，注入水顺着古河道水流方向，尤其沿下切较深的凹槽迅速推进，形成注入水的一条“自然水路”。位于这一“自然水路”上的油井，不管离注水井排多远，不管早投产，还是晚投产，它们总是比周围的油井先见效，先水淹。条带状的渗透率分布和条带状的砂体几何形态，以及沿水流强度最大的主流线形成最粗的滞流层，这些都是形成砂体具有渗透率方向性的原因。

2. 同一注水井排的注入水向下游方向快于向上游方向

这是河道砂体渗透率方向性的又一个特点。大庆油田储层自北向南沉积，同一切割注水井排两侧油井一般排距相同，这就出现了明显的“南涝北旱”现象。如表 5-6 是油田北部(主力层属河道砂)未进行大规模分层调整以前的开采数据。南侧油井井排含水上升显然快于北侧油井。

表 5-6 注水井排南北两侧采油井非注水开发效果

组序	北侧井排			南侧井排		
	无水采收率/%	相近含水期采出程度		无水采收率/%	相近含水期采出程度	
		含水/%	采出程度/%		含水/%	采出程度/%
1	8.41	4.12	9.8	5.37	4.14	7.28
2	5.48	9.61	8.26	4.51	9.45	6.60
3	7.03	21.1	14.47	4.63	21.41	9.7
4	8.16	21.3	15.81	5.7	20.21	11.66

这一渗透率方向性不能以宏观的非均质性来解释，很可能与微观结构有关。河道砂岩交错层理倾向下游，一些长形砂粒的排列顺应当时水流的方向可能是主要原因。

3. 注入水沿砂层底部高渗透段快速突进，层内水淹厚度小

这是底粗上细正韵律砂体的一般规律，水油密度差带来的重力作用和底部高渗透段的存在都促使注入水沿底部快速突进。河道点坝砂侧积形成的上部发育的泥质纹层增加了水向上窜流的阻力，减缓了水淹厚度的扩大。现有大量密闭取心检查井资料证实，河道砂水淹厚度是河流-三角洲各类砂体中最小的。在含水大于 90%，注入水体积为一倍多孔隙体积时，水淹厚度约为该层的一半左右。

另一值得注意的特点是，河道砂岩的水洗厚度与油水井之间距离没有严格关系。大庆油田中区东部，1964—1965 年在注水井排同一侧所钻检查井资料表明，距离注水井 150 m处河道砂岩的水洗厚度为全层厚度的 21.2%；距离注水井 300 m 处为 53%；而距离注水井 900 m 处为 42.5%。说明油层水洗厚度的变化并不是遵循层状非均质的理论计算结果——由注水井向采油井逐渐减小的规律，而是各井点所处油层地质结构，包括薄泥质夹层、纹层的分布所决定的。这是研究河道砂体内部非均质性必须注意的一个问题。

4. 时间单元间可分性较差

由多个时间单元的河道砂岩体叠加而成的厚砂层，各个单元之间的可分性取决于各单元底部冲刷切割的程度，以及冲刷面上的岩石结构。一般来说，河道砂岩体之间可分性比其它三角洲砂岩体要差。

河道砂岩体沉积时，切割冲刷下伏层的能力较强，下伏单元顶层的泥质沉积往往被冲

刷剥蚀，导致上、下单元之间泥质夹层的不稳定性。

冲刷面本身是否形成一个不渗透遮挡面，则取决于底部沉积物的岩石结构。当底部滞流沉积物中有较多的泥砾或泥质岸垮塌的泥块时，往往构成不渗透遮挡。大庆油田中检 4—8 井密闭取心井中一个河道砂岩体上下两单元之间有一 10 cm 厚的泥砾层，分层测试结果下部单元油层压力比上部单元高 7 MPa，上下部合试时产液量高达 99.7 t/d，含水 96.7%；上部则自喷能力甚低，套管生产，15 mm 油嘴产油量为 30.5 t/d，不含水。说明这一冲刷面封隔性是很好的。若冲刷面上沉积物以砂质颗粒为主时，在注水动态中也见到过冲刷面与下伏砂层串通的实例。

因此对不同时间单元叠加的河道砂岩体进行细分开采时，应具体分析其间泥质夹层的稳定性和冲刷面上的岩石结构。

5. 高产、含水上升快

河道砂岩体的粒度比三角洲砂岩体要粗，储油物性相对要好。处于这些砂体部位的油井注水受效快，很快形成高产井并且往往是油田中产量的主力。但由于上述注入水沿底部突进快、水淹厚度较小的特点，使得含水上升也快，采出一定储量比例的含水上升率要比三角洲砂岩体快 1～2。措施不当时，往往油井高产期很短。按所占有的储量来衡量其开发效果，往往比其它砂岩体要差。达到同样的采出程度时含水高，耗水量大。表 5-7 为大庆油田一个开发区的开发数据，河道砂岩体的开发效果不及三角洲前缘砂岩体。

表 5-7 河道砂岩体与三角洲前缘砂岩体历年注水开发效果

层位	项目＼年份	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974
河道砂	综合含水/%	39.8	50.3	50.4	38.0	41.0	44.6	48.5	53.4	66.5
	采出程度/%	9.76	10.77	11.76	13.39	15.2	17.49	20.06	22.22	24.05
三角洲前缘席状砂	综合含水/%	4.5	3.2	10	10.3	11.4	10.1	15.4	24	29.4
	采出程度/%	4.67	5.47	6.41	7.92	9.59	11.43	13.14	15.04	17.25

注水开发中做好处于河道砂岩体上油井的调整工作，延长其高产稳定期是一个很重要的问题。

二、三角洲平原分流河道砂岩体的开发特征

湖盆三角洲中一般也存在两种分流河道砂岩体：弯曲分流河道砂岩体和顺直型分流河道砂岩体。

顺直型分流河道砂岩体，层内非均质性比弯曲分流河道砂岩体复杂，多次冲刷-充填形成具多个正韵律非均质性特征的地层；一次快速废弃时，底部滞流层与上部废弃充填的细粒沉积，会构成渗透率级差较大的非均质特征。

鸟足状三角洲中两种型式的分流河道砂都可发育，弯曲型分流河道砂发育于上游，随着向湖区不断推进前积，愈来愈以顺直型分流河道砂为主。

1. 平面上的油水运动特点

顺直型分流河道砂，注入水也是明显的沿主体带快速舌进，砂体几何形态的方向性和渗透率方向性非常明显。大庆油田也发现“南涝北旱”的各向异性。有时由于不同分流河

道砂的侧向连接，平面上也似乎形成一个较宽的油砂体，但实际上废弃充填时间往往有先后之分，侧向连通性不好，不同时间单元间砂体仍然是独立的油水运动单元，平面调整效果不好，至少注水开发初期是这样的。

值得注意的是，前缘河口砂坝比较发育的三角洲，随着三角洲的向前加积推移，分流河道砂加积于河口砂坝之上，呈顺直型，往往形成薄而窄的砂体，从厚度、分布规模上，远不及河口砂坝砂发育。位于这些部位的油井见水后，很容易判断为注入水先从河口砂坝砂突进，实际上仍然是分流河道砂首先舌进，这是由于其条带状的砂体几何形态和层内结构所决定的。

2. 层内纵向上的水淹厚度

一般来说，分流河道砂层内的非均质性较泛滥平原河道砂要弱，水淹厚度也较河道砂大，水洗驱油效率相对也较均匀。大庆油田南 2-5-检 32 井密闭取心井，其葡 I_2 层属分流河道砂，在注水量仅为孔隙体积的 0.08 倍时，水淹厚度已达 41.5%，水洗段驱油效率上部为 25%，下部为 35%。

至于快速废弃的分流河道砂，层内上下岩性差异也较大，除水淹厚度较小外，层内改造挖潜效果也较差。

3. 时间单元之间可分性较好

分流平原河道沉积的一个重要特点是分支流废弃改道频繁。同一时间单元内主分流和多条次分流同时活动沉积，不同时间单元之间分流河道砂交互垂向叠积成一些厚砂层。分流河道的冲刷切割能力远较泛滥平原河道为差，因而时间单元之间的薄泥质夹层相对稳定，砂体之间可分性较好。这些厚砂层并不一定下部首先水淹，上部、中部都可能最先水淹，这取决于哪一部分与注水井连通最好，最有利于注入水突进。大庆油田在发育分流河道砂岩的萨南地区进行的大量厚砂层内的层内测试表明，首先水淹上部和下部约各占40%，首先水淹中部约 10%，大致均匀水淹约占 10%。

一些开发区也曾发现同一注水井组上，厚度相似、物性又相同的层位的分流河道砂岩，有的注水受效很快，有的则长期不见注水效果。细分沉积相以后，发现这一现象也是由于这些砂体实际上是不同单元的分流河道砂，长期受不到注水效果的则是与注水井并不连通的单元。必须分别完善注采系统，才能改善开发效果。

分流河道砂岩体可分性较好，为细分开采挖潜创造了较好的条件。

4. 顺直型分流河道砂要求一定的井网密度

大庆油田的实践发现，在现有 500 m 井距的开发井网下，仍有一定数量的分流河道砂没有得到控制，在不同井网层系互补和加密调整井中发现常常由于钻遇这类原井网未控制的分流河道砂而得到高产。这是注水开发这类砂体时值得注意的一个问题。大庆油田南部葡萄花地区，开发对象以这类分流砂为主，布井时把正方形井网对角线大致平行于砂体延展方向，就是为了延缓注入水单层突进和缩小垂直砂体方向的井距，增加井网控制程度，取得较好的效果。

水下分流河道砂及一些残留河道砂也是分流河道砂的开发特点，但由于它们处于前缘砂体之中，其作用不占主导地位。

三、河口砂坝的开发特征

分流河道携带碎屑物入湖，在三角洲内前缘形成河口砂坝。这是湖退背景下形成的

三角洲中常见的一种砂体。平面上呈叶状(扇形)或条带状两种。河流能量较之湖泊能量愈大,条带状河口砂坝愈占主导地位。

目前大庆油田发现的河口砂坝与入海三角洲河口砂坝的主要区别不是典型的反韵律,这是由于河流能量大于湖泊能量,在内前缘带沉积的河口砂坝,河流作用仍占控制地位。河口砂坝轴部内部结构一般呈正韵律,厚度大,渗透率高;向两侧逐渐变为复合韵律(少量反韵律),厚度较小,渗透率变低,泥质夹层变多,变稳定。平面上这种岩性变化是连续渐变过程。在分析这类砂体平面非均质性时,应用内插法大体符合实际。

河口砂坝砂岩粒级较细,一般为细粒级,储油物性较好。很少出现特高渗透率段,而且较高渗透率段常在油层中下部。因此层内非均质性不严重,较河道砂岩体、分流河道砂岩体均匀得多。

河口砂坝在注水开发中具有如下特点:

① 注入水仍然有沿砂体轴部突进的现象,逐渐向两侧扩展,但总体来说,比前述两种砂体均匀得多。

② 层内水淹厚度较大,驱油效率较均匀。一些检查井发现其水淹厚度可达 90%~100%,水驱油效率虽然仍是底部较大,但上下差异较小。

从平面上水淹厚度的演变来看,同一砂体随距离注水井愈远,水淹厚度和驱油效率逐渐减少,呈渐变状。如大庆油田中区西部检查井资料,距注水井 300 m 的中检 4-4 井葡 I_{0-7}层(河口砂坝)水淹厚度 92%,驱油效率 30%~50%;距注水井 600 m 的中 4-检 7 井,该层水淹厚度仅 28.6%,驱油效率 27.3%,这是垂向均匀加积砂体的一般特点。

③ 位于河口砂坝主体部位油井仍然可以形成高产井,而且含水上升较慢,一般是高产稳产井。在主体部位油井含水较高时,及时转为注水井,可以使周围较多的油井较均匀地受效,取得很好的平面接替稳产作用。

大庆油田的实践表明,河口砂坝是开发效果最好的油砂体,既能高产又可以有较长时间的稳产。

第六章　储层敏感性

在长期的生产实践中，石油地质学家已深刻认识到保护储层、防止储层遭受损害在石油勘探开发中的重要意义。实践表明，各类油气储层均易受到损害，只是损害的机理、损害的方式、损害的程度有所不同。因此，保护储层、防止储层损害愈来愈受到石油地质学家们的重视。油气储集层具有水敏、速敏、酸敏、碱敏、盐敏等敏感性，在钻井、完井、开采、修井、增产措施等施工过程中，储集层都会与外来流体及它所携带的固体微粒相接触，发生物理、化学及物理化学等作用，使储集层受到不同程度的污染和损害，导致储集空间缩小，渗透率降低，从而损害储层的生产能力，甚至不能发现和产出油气。

因此，进行储层敏感性研究，保护好储层，是增加油气储量，提高油气产量及采收率的关键环节。

为了保护油气储集层，防止被污染损害，使其充分发挥潜力，就必须对储集层的岩石性质、物理性质、孔隙结构及储层中的流体性质进行分析研究，并参照油气藏开发过程中所能接触到的流体进行模拟试验，对储层的敏感性进行系统评价。

储集层保护工作在国外开展较早，20 世纪 30 年代初就已开始注意到外来流体对油气储集层的损害问题，保护油气储集层的钻井技术、完井技术在 70 年代已有了较快的发展，并受到各石油公司的重视。美国石油工程学会于 1974 年召开了第一届防止地层损害国际学术会议，此后，每两年召开一次学术会议，专门讨论与交流有关这方面的技术问题。

随着大型电子仪器的发展，X 射线衍射、电子显微镜广泛用于岩石学的研究，特别是粘土矿物的研究，大大弥补了过去主要靠岩石薄片鉴定研究的不足。此外应用物理模型和数值模拟的方法，研究储层中固体微粒的运移，微粒的侵入深度，流体的运动状态，储层渗透率随时间、流体性质、流速的变化，以及其它物理、化学研究方法的进展，逐渐加深了对油气储集层损害的认识和对损害程度的评价。

针对某些碳酸盐类矿物在酸化过程中、含铁矿物在注水过程中、粘土矿物在钻探及开发全过程中对储集层可能造成的损害，已研究出一些防范措施。有些措施已逐渐完善，如粘土稳定剂的运用，已经从初期的无机盐，发展到无机聚合物、有机聚合物、表面活性剂和有机阳离子聚合物等。但是由于油气储集层的性质非常复杂，影响因素也经常变化，因此还有许多问题需要继续研究和解决。

20 世纪 50 年代，我国已认识到保护储集层的重要意义，并开展了保护油、气层，防止储集层污染的研究工作。1987 年建立了中国石油天然气总公司油井完井技术中心，面向全国负责该领域科技咨询、培训和科学研究工作，初步形成了油气储集层损害的评价程

序。各主要油气产区都开展了储层敏感性的研究，并取得了一批重要的科研成果和显著的经济效益。

实践证明，油气储层敏感性研究是一项保护油气资源，提高采收率的重要技术，也是一个涉及多学科、多部门、多专业的系统工程。

第一节　油气储层损害的机理

储层损害是指从打开储层直至原油开采的全过程中，由人为因素造成的油井产能下降，甚至完全丧失产能的现象。储层损害机理既是认识、诊断和评价储层损害原因的理论基础，又是推荐和制定各项保护技术的科学依据。

储层损害是由储层内部潜在损害因素及外部条件共同作用的结果。内部潜在损害因素主要指储层的岩性、物性、孔隙结构、敏感性及流体性质等储层固有的特性；外部条件主要指的是在施工作业过程中引起储层孔隙结构及物性的变化，使储层受到损害的各个外界因素。内部潜在因素往往是通过外部条件变化而起作用。

一、岩石成分及孔隙结构对储层损害的影响

1. 敏感性矿物的影响

敏感性矿物是指储层中与流体接触易发生物理、化学或物理化学反应并导致渗透率大幅度下降的一类矿物。在组成砂岩的碎屑颗粒、杂基、胶结物中都有敏感性矿物，如碎屑颗粒中的云母。在钻井、完井或酸化增产过程中，因酸蚀作用，可以导致云母的部分蚀变或完全蚀变。其边缘膨胀、破碎产生微粒运移，堵塞孔喉，使储层渗透率减低。但是，敏感性矿物主要分布在杂基和胶结物之中，特别是成岩作用期形成的并充填在孔隙中或附贴在孔隙壁表面的自生矿物对储层的敏感性影响最大。这类矿物一般颗粒很小，比面积很大，它们的种类、含量和分布状态在同一储层中具有严重的非均质性。

常见的敏感性矿物可分为水敏性矿物、酸敏性矿物、碱敏性矿物、盐敏性矿物及速敏性矿物等（表 6-1）。

表 6-1　可能损害地层的几类敏感性矿物

敏感性类型	敏感性矿物		损害形式
水敏性	绿泥石-蒙脱石 蒙脱石 降解绿泥石	伊利石-蒙脱石 降解伊利石 水化白云母	晶格膨胀 分散运移

续表

酸敏性(含高pH值碱敏性)	HCl	蠕绿泥石　铁方解石 鲕绿泥石　铁白云石 绿泥石-蒙脱石　赤铁矿 海绿石　黄铁矿 水化黑云母　菱铁矿	化学沉淀 $Fe(OH)_3$ ↓ 非晶质 SiO_2 ↓ 酸蚀释放出微粒运移
	HF	方解石　沸石类:浊沸石 白云石　钙沸石、斜钙沸石 片沸石、辉沸石 钙长石　各类粘土矿物	化学沉淀 CaF_2 ↓ 非晶质 SiO_2 ↓
	pH>12	钾长石、钠长石 、微晶石英、石髓(玉髓)、 斜长石、各类粘土矿物、蛋白石-CT、蛋白石-A(非晶质)	硅酸盐沉淀 硅凝胶体
流速敏感性		高岭石、毛发状伊利石、微晶石英 微晶白云母、降解伊利石、微晶长石	分散运移 微粒运移
结垢		石膏、重晶石、硫铁矿、方解石、赤铁矿、天青石、硬石膏、 岩盐、菱铁矿、磁铁矿	盐类沉淀

(1) 水敏性矿物

储集层中某些矿物当与水溶液作用时，将产生晶格膨胀或分散破碎，从而堵塞孔隙或喉道，使储集层渗透率下降，此类矿物称之为水敏性矿物，通常具有阳离子交换容量大的特点。如果水溶液中的阳离子的类型和含量不同，则水敏性矿物的膨胀和分散程度也不同。换句话说，这类矿物与不同盐度的水溶液相接触，储集层的物性变化程度是不同的，从这个概念上讲，人们又将上述矿物称之为盐敏性矿物。

粘土矿物是最常见的水敏性矿物，油、气储集层中或多或少都含有粘土矿物，因此，粘土矿物的研究对储集层的保护具有重要意义。

粘土矿物可分为晶质粘土矿物和非晶质粘土矿物两大类。绝大部分粘土矿物属于结晶质的层状构造硅酸盐，主要有四面体片和八面体片两种基本构造单元，它们相互结合即构成了层状构造硅酸盐矿物的基本构造层。按照四面体片和八面体片的配合比例，可把结晶粘土矿物的基本构造层分为 1∶1 层型和 2∶1 层型两个基本类型。高岭石是 1∶1 层型矿物的代表，其晶层是由一个四面体片和一个八面体片结合而成。蒙皂石则属 2∶1 层型，由两个四面体片和一个八面体片结合而成。

由于粘土矿物具有特殊的结构，岩石中的粘土组分易于吸水膨胀，使粘土矿物体积增大的同时产生膨胀压力，导致储集层的孔喉缩小和堵塞，使渗透率大大降低，造成储层伤害。

(2) 酸敏性矿物

酸敏性矿物是指储集层中与酸液作用产生化学沉淀或酸蚀后释放出的微粒引起渗透率下降的矿物。碳酸盐岩储集层主要由碳酸盐类矿物所组成，此外，还含有硅酸盐矿物，

这类矿物易于和酸发生化学反应，或溶解或沉淀。如果溶解作用为主，必然要破坏原岩的结构，酸蚀后形成的微粒运移至喉道处即可堵塞喉道，使渗透率下降。如果形成化学沉淀，特别是氢氧化铁、氟化钙、二氧化硅等沉淀，可以使孔隙缩小，喉道堵塞，也导致渗透率降低。

在强碱性介质中，钾长石、钠长石及各类粘土矿物亦可形成新的硅酸盐沉淀物和硅凝胶体，堵塞孔隙或喉道，使储层渗透率变差。在强碱性条件下能产生沉淀而使储层损害的矿物，也可称之为碱敏性矿物。

(3) 速敏性矿物

在储集层中，因流体流速过高，使分散状的细粒矿物，如微粒粘土矿物、微晶石英、微晶长石等矿物，在储层中运移，在狭窄的喉道处形成堵塞，使储层渗透率变差，这类矿物称之为速敏性矿物。

此外，硫酸钡、硫酸锶等矿物，在适宜的外部环境下，也易于在储层内形成结垢，使储层孔隙结构变差，岩石渗透率降低。

敏感性矿物是储层伤害的重要潜在因素。在相同的外界条件下，同一口井，不同层位的储层，由于岩石中敏感性矿物的成分及含量不同，其储层的可能伤害程度也不同。

同一种矿物，可能具有几种敏感性，储集层所受的伤害往往是各种敏感性综合作用的结果。

2. 孔隙结构的影响

孔隙结构也是影响储集层损害的一个重要因素，特别是喉道的大小、几何形状对储集层的伤害最为敏感。比如，大孔粗喉型的砂岩储集层，喉道是孔隙的缩小部分，孔喉直径比接近于1，一般不易造成喉道堵塞，但易造成出砂，在施工作业中要注意先期防砂；而对于喉道较细的砂岩储集层，孔隙喉道直径差别大，喉道多呈片状、弯片状或束状，易形成微粒堵塞喉道。

碳酸盐岩储集层的储集空间为孔隙、裂缝及溶洞，其孔隙结构具有严重的非均质性，因此在施工作业过程中，易发生井漏、井涌及井喷。在堵漏压井作业时，往往不同程度地降低了储层的渗透率，甚至完全堵死油气渗流的通道，严重损害了储集层。

二、外来流体与储层相互作用导致储层的损害

在钻井、采油等各种施工过程中，外来流体能够进入井筒附近的储层中，并与构成储集岩的矿物及储集空间中的地下流体相互作用，造成储层孔喉缩小或堵塞，也是储层损害的重要原因之一。

1. 外部流体中固相颗粒的侵入

钻井液、完井液等各种施工作业流体及注入流体往往都含有固相颗粒，固相颗粒可分为两大类，一类是为了达到流体某种性质而加入的添加剂，另一类是混入流体中的矿物或其它杂质的碎屑。当井孔液柱压力大于地层压力时，外来流体中的固相颗粒可从裸露的井壁表面或射孔孔道侵入储集层，甚至堵塞孔隙或裂缝。外来固相颗粒的侵入深度和侵入量与储集层本身的孔隙结构密切相关。对于低孔低渗砂岩储集层，固相颗粒侵入浅而量小；对于高孔高渗的砂岩储集层，固相颗粒的侵入深而量大；对于裂缝及溶蚀孔洞发育且连通较好的碳酸盐岩储集层，外来流体中固相颗粒的侵入深度及侵入量更大。固相颗

粒进入储层的量愈大、侵入愈深则对储层的伤害也愈大。

2. 储层内部微粒运移

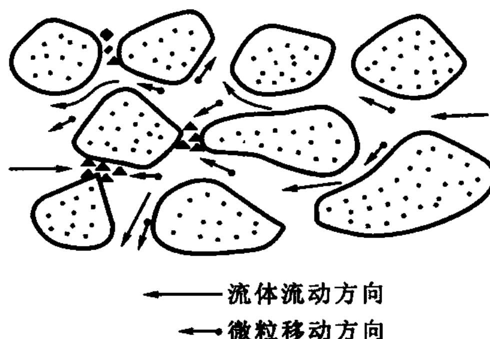


图 6-1 微粒运移堵塞喉道示意图

几乎所有的储集层都含有细小的矿物颗粒，如粘土颗粒、石英、长石、云母及碳酸盐矿物颗粒等，因颗粒细小，其半径小于孔喉半径，故称之为微粒。它们是微粒运移的潜在物质。当外来流体的流速过大或存在压力激烈波动时，在流体冲刷作用下，未胶结的或胶结疏松的微粒松散脱落，并随流体在储集空间中运移，运移至狭窄的喉道处，即可形成单个微粒堵塞喉道，也可以几个微粒在喉道处形成桥堵，从而使储层的渗透性变差（图 6-1）。

如果微粒较粗，相当于粉砂级或砂级，随流体一起流动并进入井筒时，则称之为油井出砂。成岩作用比较差的储层，在钻探或开发过程中，在流体的作用下，近井壁区储层结构将发生破坏，产生的碎屑颗粒可能在一定范围内移动或堆积，部分砂粒可进入井筒，形成砂堵，使油井减产或停产。在出砂严重的部位，可导致水泥环及套管的机械损害。例如，我国的孤东油田，储层为上第三系馆陶组河流相沉积，成岩作用极弱，含油砂岩胶结疏松，常呈分散状，油井出砂相当严重。据 1993 年统计，每采万吨液，出砂高达 7.61 m^3。

3. 储层内部化学沉淀或结垢

外来流体与组成储集岩的矿物或储集岩中流体相接触时，在地层条件下，经物理、化学、生物、物理化学等作用，将在孔隙壁上形成化学沉淀或结垢，使孔隙缩小、喉道堵塞，储集层物性变差。

当外来流体与地层水之间配合性不好时，就会发生有害的化学反应，形成乳化物、有机结垢、无机结垢和某些化学沉淀物，使孔喉缩小甚至堵塞，导致储层损害。

当含有高硫酸盐的外来流体与含有大量钙离子的地层水相接触时，可能形成硫酸钙沉淀；外来流体中的氯化铁可与储层中的硫化氢气体在地层条件下形成硫化铁沉淀。储集岩中的矿物也可以同外来流体发生化学反应，形成 $CaCO_3$，$CaSO_4$，$BaSO_4$ 等化学沉淀。上述化学反应，均可以使孔隙空间缩小，堵塞流动通道，使储层物性变差。

外来流体中常含有许多化学添加剂，可能与地层流体发生有害反应，改变油水界面张力及润湿性，形成油包水或水包油的乳化物，从而降低储层油、气的有效渗透率。比喉道直径大的乳状液滴还能堵塞喉道，使储层受到损害。

硫酸钙、硫酸钡等无机结垢，既可以形成于储层的孔隙壁上，也可以形成于井内管柱壁上，从而堵塞油气运移的通道。无机结垢的形成和外来流体与地层流体的不配伍性密切相关，同时也与地层的温度、压力及流体的离子浓度有关。

外来流体的注入可以改变油层温度、压力及 pH 值，导致原油中石蜡、沥青质的析出，在井筒及井筒附近的储层中形成有机结垢，缩小和堵塞孔隙、喉道。此外，油田注入水还可将细菌、铁锈等带入储集层，形成细菌堵塞和铁锈堵塞，使储集层性质变差。

储层损害的原因是复杂的，也是多方面的（表 6-2）。为了保护储层，必须科学地认识、诊断、评价储层可能的损害和因素，为有效地预防和处理储层的损害提供可靠的

依据。

表 6-2 储层损害因素统计表

问题类型	阶段			
	钻井固井	完井	一次采油	注水开采
固相颗粒堵塞	* * * *	* *	—	—
微粒运移	* * *	* * * *	* * *	* * *
粘土膨胀	* * * *	* *	—	* * *
乳化水堵塞或水锁	* * *	* * * *	* * * *	* * * *
润湿反转	* *	* * *	—	* * * *
相对渗透率下降	* * *	* * *	* *	—
有机结垢	*	*	* * * *	—
无机结垢	* *	* * *	* * * *	* * *
外来颗粒堵塞	—	* * * *	—	* * * *
次生矿物沉淀	—	—	—	* * *
细菌堵塞	* *	* *	* *	* * * *
出砂	—	* * *	* * *	* *

注：* 越多表示该类损害越严重；—表示无损害。

第二节　储层敏感性评价

为了预防和减少储层的损害，在钻井、采油施工作业之前，应选择合理的程序对储层敏感性进行实验和评价。评价程序通常包括储集岩特性评价、潜在敏感性评价两大部分。通过一系列的分析、实验，提出预防或减少储层损害的措施，见表 6-3、表 6-4。

岩石特性评价是研究储层损害的基础。通过各种分析测试手段了解储层岩石的基本性质，根据所含矿物成分及其孔隙结构，对储层的潜在损害因素进行分析，预测不同流体接触时储层可能受到的损害，确定下一步试验的内容。

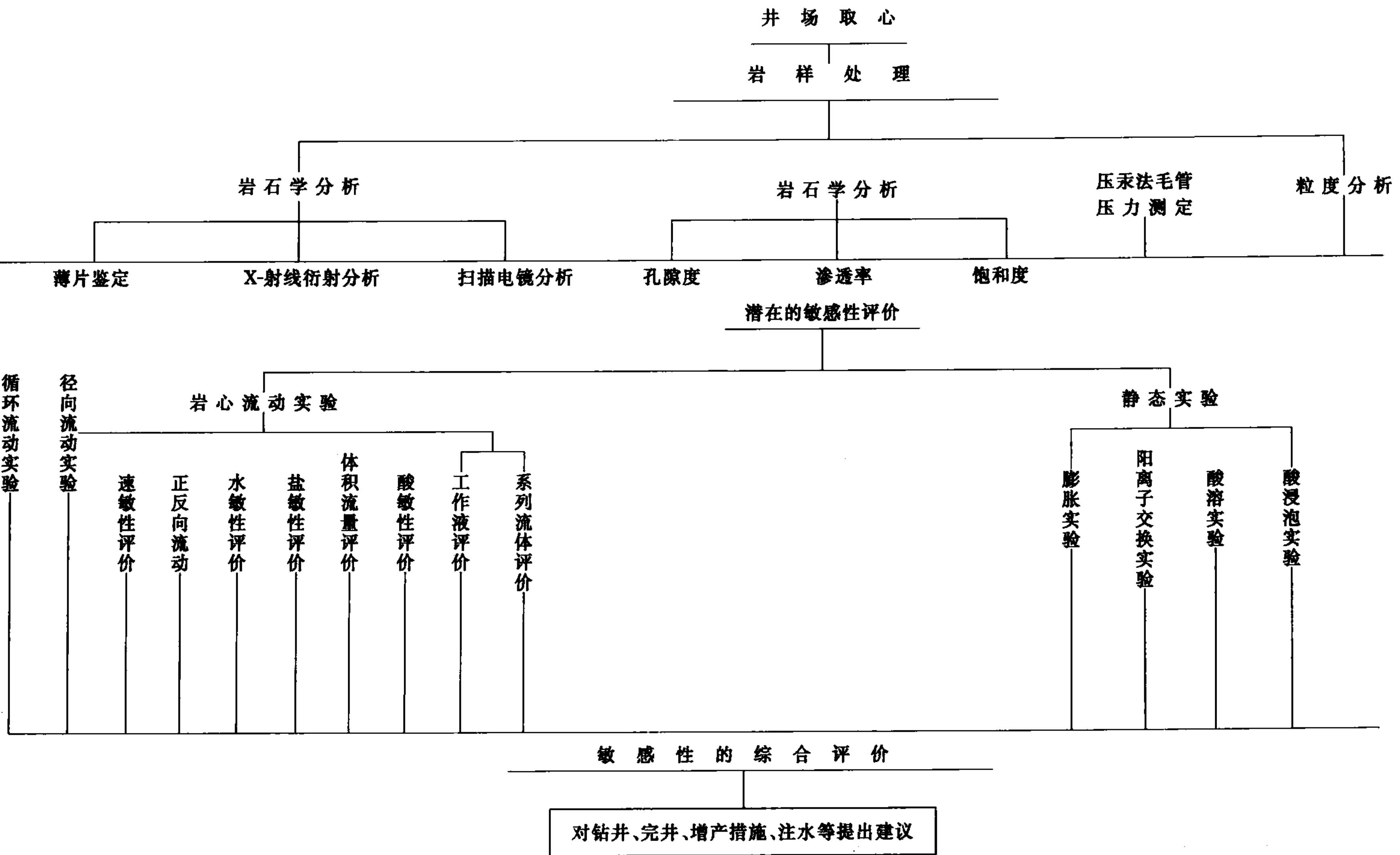
表 6-3　美国岩心公司的油藏敏感性评价的试验程序

常规岩心分析　　扫描电镜分析　　X- 射线衍射分析　　薄片分析

- 静态敏感性试验
  - 扫描电镜
  - 岩样在试验液中老化
  - 扫描电镜
- 等效液体渗透率
  - K_∞ 测定
- 体积流量评价
  - 渗透率(正向)作为流量的函数
  - 渗透率(反向)作为流量的函数
- 流速敏感性评价
  - 在初始流速下注入流体
    - 在增加流速下注入流体
  - 在初始流速下持续注入流体的试验(控制岩样)
- 系列流体的评价
  - 扫描电镜
  - 钻井滤液渗透率(计划用的 / 实际用的)
  - 完井液渗透率(计划用的 / 实际用的)
  - 注入液渗透率(计划用的 / 实际用的)
  - 扫描电镜
- 含盐度评价
  - 地层水渗透率
  - 10 000 mg/L 盐水渗透率
  - 5 000 mg/L 盐水渗透率
  - 2 500 mg/L 盐水渗透率
  - 低盐度盐水渗透率
- 钻井泥浆的损害评价
  - 地层水渗透率(正向流动)
  - 造泥饼(反向流动)
  - 除去泥饼
  - 地层水渗透率(正向流动)

对钻井、完井、采油、增产措施、注水等提出推荐措施

表 6-4 我国常用储层敏感性评价程序表



常用的储集岩分析测试技术有岩石薄片鉴定、X射线衍射分析、扫描电镜、粒度分析、常规物性分析、毛细管压力曲线实验、阳离子交换实验、粘土矿物膨胀实验等内容。

储层敏感性评价是本节讨论的主要内容。实验是研究储层敏感性的基础，通过外来流体与储集岩及储层中流体相接触，研究岩石的孔隙结构及岩石物性的变化，为钻井等工艺措施提供最佳的工作液，使施工过程中的储集层得到保护。

主要的实验有速敏性实验、水敏性实验、盐敏性实验、酸敏性实验、碱敏性实验、正反向流动实验、体积流量实验、钻井液及系列流体评价实验等。

一、速敏性实验及评价

速敏性是指液体在流速剪切力的作用下，使岩样孔隙中的微粒移动，堵塞孔隙、喉道，造成渗透率下降的可能性及其程度。

微粒运移是储层损害的重要因素之一，微粒运移的程度除与储集岩本身所含速敏性矿物有关外，还与外来流体的流速密切相关。当流体的流动速度增大到某一数值时，岩石的渗透率便随流速的增加而降低，表明储层中微粒开始运移，且在喉道处形成较稳定的微粒“桥”，使喉道缩小和堵塞。引起渗透率明显下降时的流体流动速度称为该岩石的临界流速。速敏性实验的目的就是要找出引起微粒运移的临界流速，预防储层受其损害。

在速敏实验之前，要对岩样的孔隙体积、绝对渗透率及束缚水饱和度进行测定。在实验过程中，首先以低流速向岩心注入模拟地层水，测定压差、流量、流体粘度和温度，并计算流速及该流速下的渗透率值；然后按一定级差增大流速，并依次测量相应的渗透率值。根据所取得实验数据，绘制流速与渗透率关系曲线（图 6-2），即可对速敏性进行评价。

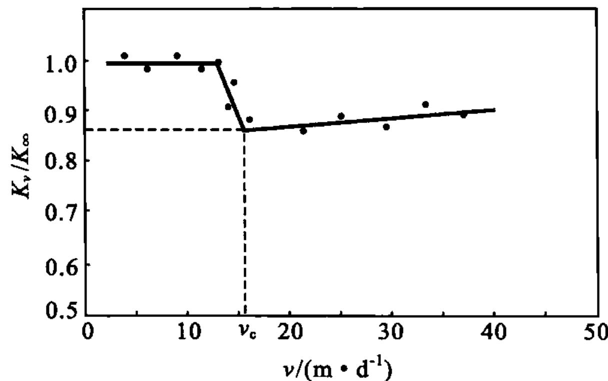


图 6-2 速度敏感性评价图

图中 K_∞ 表示岩样未受损害前的克氏渗透率，即等效液体渗透率。它是与岩样之间不发生任何物理化学作用的理想流体渗透率，为储层敏感性评价的基础渗透率。在实践中，也常用模拟地层水或标准盐水所测得的渗透率为敏感性评价的基础渗透率。K_v 表示不同流速条件下的渗透率，v_c 为临界流速。v_c 除与岩石本身性质有关外，还与流动介质的性质有关，即同一岩样，用油或用水所测得的临界流速是不同的。因此，通常以模拟地层水为流动介质测定储集岩的临界流速。

速敏性对储层的损害可用 v_c 或 K_v/K_∞ 两个参数来表示。v_c 愈小速敏性愈强，流体的流动速度可能引起的储层损害就愈大。K_v/K_∞ 称为速敏指数，它表示在不同流速下的储层速敏性，该参数愈小速敏性愈强。在临界流速条件下，所求得的 K_v/K_∞ 值，可表示岩

样的速敏程度。其评价指标见表 6-5。

表 6-5 岩样速敏程度评价指标

K_v/K_∞	<0.3	0.3～0.7	0.7～1	≥1
速敏程度	强	中等	弱	无

在速敏性实验中，流速大于临界流速之后，储集岩中的微粒开始在储集空间运移，但并不一定都使渗透率降低，有时随着流速的增加，渗透率非但不降低，反而增高，表明部分堵塞喉道的微粒可能被流体带出，使喉道变粗、渗透率增大，这也是一种速度敏感。

二、水敏性实验及评价

在储集层被钻开之前，储集岩中的粘土矿物在地层水作用下达到了膨胀平衡。一旦储集岩被钻开，外来流体将改变地层水的化学成分及矿化度，已达到的膨胀平衡将受到破坏，引起粘土矿物的重新膨胀、分散和运移，导致储层的渗透率下降。

研究储集层的水敏性，首先应分析粘土矿物种类、含量及其在储层中的分布特征。一般来说，粘土矿物的含量愈高水敏性愈强，粘土矿物中蒙皂石含量愈高水敏程度愈强。然后用不同矿化度的水注入岩心，同时测其渗透率值，根据渗透率值的变化即可研究岩石的水敏程度。

通常先用地层水或模拟地层水，再用矿化度为地层水 1/2 的次地层水，最后用去离子水依次注入岩样。其注入速度应低于临界流速，测定岩心对三种不同盐度水的渗透率值 K_f，K_{sf}，K_w，绘制渗透率变化曲线，分析岩心的水敏程度（图 6-3）。

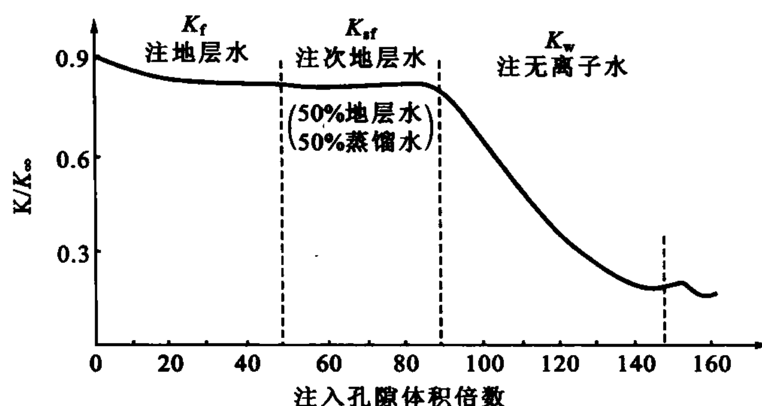


图 6-3 岩心水敏性实验渗透率变化曲线

水敏性对储层的损害可用图示法或参数法来表示，常用的参数有 K_w/K_∞，$(K_\infty-K_w)/K_\infty$ 等。水敏程度评价指标见表 6-6，水敏程度愈强，储层的可能损害愈大。

表 6-6 岩心水敏程度评价指标

$\frac{K_w}{K_\infty}$	≤0.2	0.2～0.4	0.4～0.6	0.6～0.8	0.8～1.0
$\frac{K_\infty-K_w}{K_\infty}$	>0.7	0.7～0.55	0.55～0.45	0.45～0.3	≤0.3
水敏程度	强	中偏强	中	中偏弱	弱

上述标准并非统一的标准，不同的地区、不同的层位、不同的岩性，其评价标准也是有变化的。

图示法也可以表示储集岩的水敏程度，如图6-4所示。

图中三条线分别表示 $K_w=0.3K_\infty$，$K_w=0.7K_\infty$ 和 $K_w=K_\infty$，三条线将图分为四个区，将各岩心实验所得数据 K_w/K_∞ 用符号标在图上，依据其主要分布区域，即可判断储集岩的水敏程度。

图 6-4　岩心水敏程度评价图

三、盐敏性实验及评价

盐敏性实验实质上是水敏性实验的另一种方式。通过实验可以观察储层对所接触流体盐度变化的敏感性程度，找出引起粘土矿物水化膨胀而导致渗透率明显下降的临界矿化度。依据渗透率的变化及临界矿化度的大小，即可对岩心的盐敏性进行评价。

该实验通常在水敏实验的基础上进行，即根据水敏性实验的结果，选择对渗透率影响较大的矿化度范围。在此范围内，按一定级差配制不同矿化度的盐水，并由高矿化度到低矿化度依次将其注入岩心，同时测定不同矿化度盐水通过岩心时的渗透率值。将实验结果进行整理，以矿化度 C 为横坐标，以 K_i/K_∞ 为纵坐标作图，绘制渗透率变化曲线。当溶液矿化度递减至某值时，岩石渗透率下降幅度增大。这一矿化度 C_c 即为临界矿化度（图6-5）。

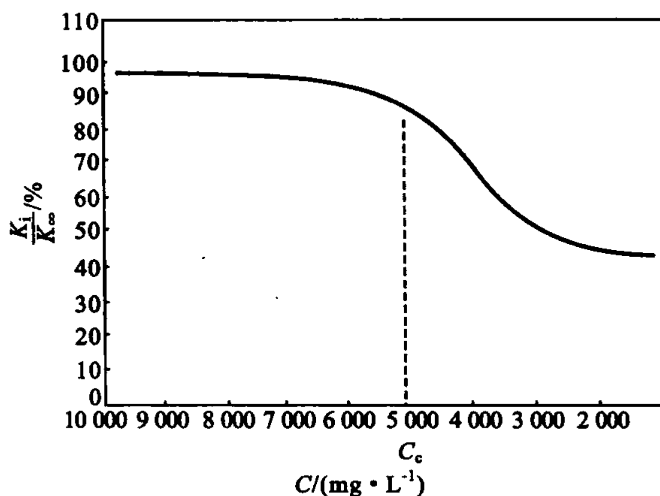


图 6-5　盐敏性实验渗透率变化曲线

根据临界矿化度值，可对储集岩的盐敏性进行评价，评价指标见表6-7。这个参数对现场各种工作液盐度的控制及注水作业中注入水盐度的调整具有非常重要的意义。需要指出的是，临界矿化度与实验用的盐水温度及盐水中的阳离子类型有关。一般来说，用单盐测定的临界矿化度要高于用复盐测定的临界矿化度。

表 6-7　临界矿化度盐敏性评价指标

临界矿化度/(mg·L^{-1})	≤1 000	1 000～2 500	2 500～4 000	4 000～6 000	6 000～9 000	>9 000
盐敏程度	弱	中偏弱	中等	中偏强	强	极强

表6-7为用标准盐水测得的临界矿化度值，其单位为 mg/L。

四、酸敏性实验及评价

酸不仅能溶解储集岩中的某些矿物,还可溶解钻井、修井等作业施工中侵入储层的外来物质。所以酸处理作业被广泛地用于解堵和低渗储层的增产措施中,但在酸与岩石的反应过程中,可能生成沉淀的或溶解度很低的化合物,还可能由于胶结物被溶解而释放出固体微粒,导致微粒运移。其结果使储集岩的孔隙、喉道缩小,甚至堵塞,使储层渗透率下降。

酸敏性实验的目的在于了解准备用于酸化的酸液是否会对储层产生损害及损害的程度,以便优选酸液配方,寻求更有效的酸化处理方案。

该实验通常包括酸溶实验、浸泡实验和流动酸敏实验。

酸溶实验是将一定量的岩样,分别置于一系列不同浓度的各种酸液之中,在不同温度下,经过一定时间的反应,测定岩样的溶失率、残酸浓度、残酸中酸敏性离子的种类及含量。图 6-6 则表示岩样在三种酸液不同浓度下的溶失率。

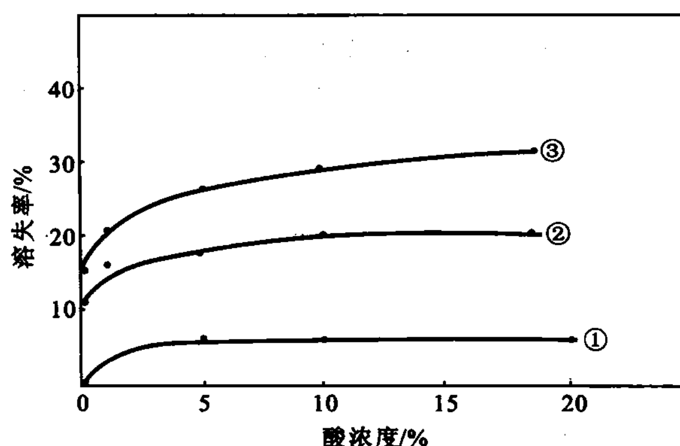


图 6-6　岩样溶失率曲线

① 盐酸;② 盐酸+2%氢氟酸;③ 盐酸+4%氢氟酸

浸泡实验是将厚度约 5 mm 的岩石样片,浸泡在不同浓度的各种酸液之中,观察浸泡前后岩片表面溶解、脱粒、分裂、解体等显微变化。通过上述两个实验,可以初步选择酸化处理方案中所用酸的种类及浓度。

流动酸敏实验是模拟储层酸化过程中酸液可能对储层损害的实验。通常先正向测出岩样的地层水渗透率 K_f,然后在小于临界流速的条件下,将已配制好的一倍左右体积的酸液反向注入岩样。酸液与岩样反应 1～3 h 后,再正向注入地层水排出残酸,测其渗透率 K_i。根据岩样与酸反应前后渗透率值的变化,即可判断岩样的酸敏程度。反应后的渗透率值既可以增大也可以减小(图 6-7)。在研究储层保护问题中,流动酸敏实验主要探讨渗透率减小的原因,其目的是找出使储层损害最小和无损害的酸液配方,结合酸溶、浸泡实验,即可提出更为有效的酸化处理方案。

用参数 K_i/K_f 可判定岩样的酸敏程度。其中,K_f 表示岩样与酸液反应之前,用模拟地层水或标准盐水测得的岩样渗透率;K_i 则表示岩样与酸反应之后,用相同流体测得的岩样渗透率。评价指标见表 6-8。

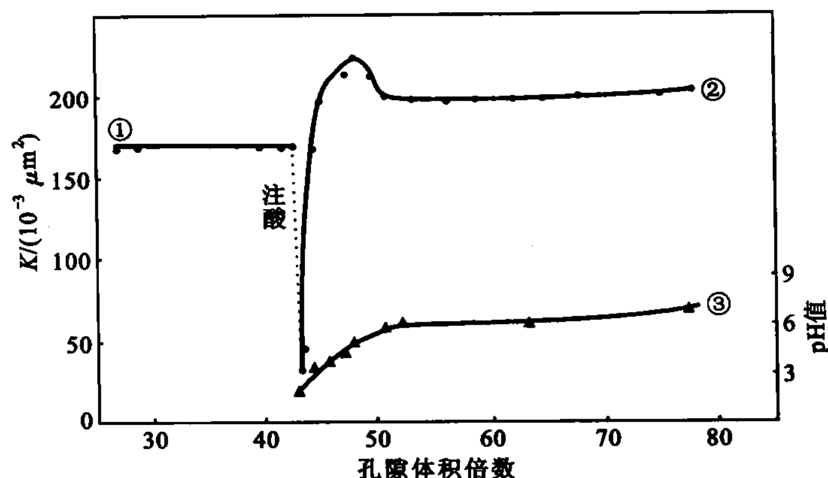


图 6-7　酸性流动实验曲线

① 标准盐水；② 酸化后标准盐水；③ pH 值

表 6-8　储层酸敏性损害评价指标

K_i/K_f	≥1	1～0.7	0.7～0.3	>0.3
酸敏损害程度	无	弱	中等	强

影响储集岩酸敏损害程度的因素很多，如酸液的种类、浓度、注入酸的体积、反应时间等，在实际工作中应不断改变上述因素，反复进行实验，对其酸敏性做出综合评价。

五、碱敏性实验及评价

碱敏性是指钻井液、完井液等外来流体中的碳酸根离子与储集岩或地层水中的钙、镁等离子发生化学反应，形成沉淀堵塞孔隙喉道，使储层渗透率下降的现象。

碱敏性实验与流动酸敏性实验方法基本相同，将配制好的碱液注入岩样，测定岩样与碱反应前、后的渗透率值 K_f 和 K_i。用渗透率的变化率 $(K_f-K_i)/K_f$ 值，即可评价其碱敏性（表 6-9）。

表 6-9　岩心碱敏程度评价指标

$(K_f-K_i)/K_f$	≤0	0～0.3	0.3～0.7	>0.7
碱敏程度	无	弱	中等	强

碱敏程度与碱液种类、浓度、注入量及与岩样的反应时间均有关系，在实验中可求出一系列的渗透率变化率，常以其最大值作为该岩样的碱敏程度。

六、正反向流动实验及评价

临界流速 v_c 测定后，在大于临界流速的条件下，将流体正向注入岩心，测其渗透率 K_i。在不中断流动的状态下将流体以相同的流速反向注入岩心，测定渗透率 K_i'。这个实验称其为正反向流动实验，其目的是研究微粒运移引起的渗透率波动情况。

当正向流动速度超过临界流速时，将造成微粒在储集空间中运移，并在狭小的喉道处形成“桥堵”，导致渗透率下降。流体以相同的流速反向流动时，聚集在喉道附近的微粒，

将在相反的作用力下重新运移，可暂时解除“桥堵”，使渗透率突然增高。但由于流速大于临界流速，可移动的微粒又将在孔隙中运移，并在喉道处形成新的“桥堵”，渗透率又开始下降。再流动一段时间后，渗透率将趋于稳定(图 6-8)。

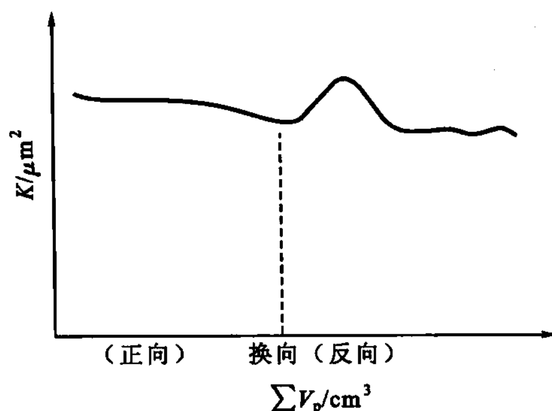


图 6-8 正反向实验渗透率变化曲线

图 6-8 中横坐标 $\sum V_p$ 为累积孔隙体积倍数。根据渗透率的变化，可判断微粒运移引起的储层损害程度。如果 $K_i{}'$ 与 K_i 接近，表示微粒运移不明显，微粒运移引起储层损害的可能性较小；反之，微粒运移对储层的损害的可能性较大。

七、体积流量敏感性实验及评价

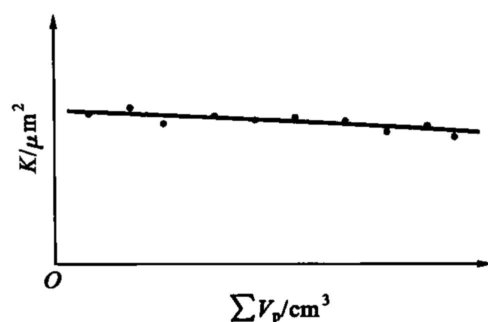


图 6-9 体积流量与渗透率关系图

体积流量敏感性实验的目的是了解储层渗透率的变化与流过液量之间的关系。

在低于临界流速的条件下，将大量的流体注入岩样，同时测定各注入量下的渗透率值 K_i。以累积孔隙体积倍数 $\sum V_p$ 为横坐标，液体渗透率 K 为纵坐标，绘制渗透率与流过液量之间的关系图(图 6-9)。根据渗透率的变化，即可评价储层对体积流量的敏感性，研究注入水的体积可能对储层的损害。

根据参数 K_i/K_∞ 值，可以评价不同体积流量对储层的损害，评价指标见表 6-10。

表 6-10 体积流量敏感性评价指标

K_i/K_∞	≤0.3	0.3～0.4	0.4～0.6	0.6～0.7	>0.7
敏感程度	强	中偏强	中等	中偏弱	弱

八、系列流体敏感性实验及评价

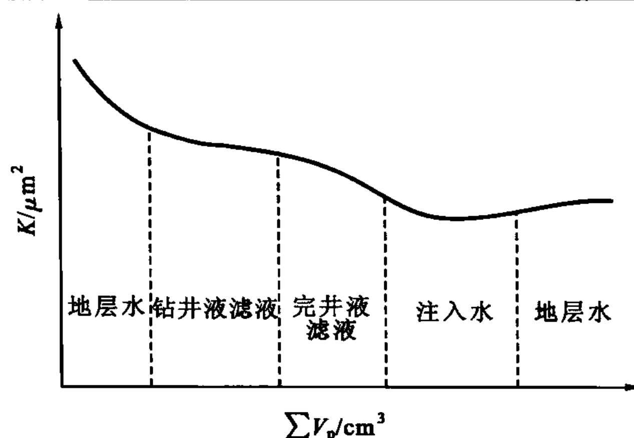


图 6-10 系列流体渗透率变化曲线

油气藏从钻探到开发的整个过程中，油气层将按施工顺序先后与钻井液、完井液、射孔液、注入水等流体接触，导致储层可能受到多种因素的损害。

为了更加真实地评价储集层与各种施工液接触时的敏感性及敏感程度，需要在室内进行模拟实验。将岩样按施工顺序与系列流体接触，并测定岩心与各种流体或滤液接触前后的渗透率值。根据渗透率值的变化率，既可以评价每一种流体对储层的损害，也可以评价系列流体对储层的综合损害，如图 6-10 所示。

由于钻井液、完井液等施工流体中多含有一定量的聚合物，很难准确地测定与计算岩

样的渗透率值。目前倾向于先测定岩样无损害时的油相渗透率，即原始束缚水状态下的油相渗透率，然后依次注入钻井液、完井液等系列流体，再测定损害后的油相渗透率值，通过损害前后的渗透率值的变化即可评价其损害程度。

例如，要了解钻井液与储层接触后对储层的损害程度，可先用配制好的地层水饱和岩样，再用中性油驱替岩样中的地层水，并测定岩心油相渗透率 K_o；而后，在一定压力下，使钻井液反向接触岩心，再正向注入中性油驱替钻井液，测定岩心受污染后的油相渗透率 K_{op}。根据 K_{op} 与 K_o 之比值，可判断储层的损害程度。$K_{op}/K_o \approx 1$，表明储层未受伤害；K_{op}/K_o 值越小，表明储层损害越严重。

第七章　储层描述与储层地质模型的建立

储层描述是油藏描述的核心内容，而油藏描述则是以沉积学、构造地质学、储层地质学和石油地质学的理论为指导，综合运用地质、地震、测井和试油试采等信息，最大限度地应用计算机手段，对油藏进行定性、定量描述和评价的一项综合研究的方法和技术。因此，储层描述必须以测井资料为主，与地震、油田地质、岩心分析资料及生产测试资料相结合，用计算机描述储层的几何形态及其静态、动态参数的空间分布规律，并建立储层三维数据体或（和）三维地质模型，从而为油藏模拟、储量计算、预测剩余油分布特点、优化开发方案及提高原油采收率提供可靠的数据资料和地质模型。

要真实客观地描述储层，以便建立符合地下地质特征的地质模型。对任意一个油田或断块来说，地质资料是关键，地球物理资料是基础，而生产测试等动态资料是检验地质认识、地质模型精度的标准，因此，在详细研究构造、沉积环境等基础地质的背景下，储层描述的主要内容有：① 关键井研究，主要目的是在进行岩性、物性、电性和含油性（即“四性”）关系研究的基础上，建立测井解释模型。② 测井资料数据标准化，目的是对经过曲线编辑和环境校正的测井资料进行标准化处理，消除由不同测井仪器类型、不统一的仪器刻度以及不正常的操作方式等因素引起的测井资料系统偏差，以保证同一油田或地区的同一层段具有相似的地质-地球物理特征，建立测井资料数据库。③ 测井多井解释及评价，目的是利用关键井研究所提供的测井解释模型对所有经过标准化的测井资料进行处理并解释，提供岩性及岩石物理参数如孔隙度、渗透率、含油饱和度（如果是水淹层，则为残余油饱和度）、含水饱和度、泥质含量、钙质含量、粒度中值等数据库，在此基础上，结合油气层有效厚度标准，对油气层进行评价。④ 储层横向展布及三维分布规律预测，目的是利用岩性资料和地球物理（物探、测井）资料，结合生产测试的动态资料，预测储集体的三维展布和储集体岩石物理参数的三维分布规律，提供三维数据体或（和）三维地质模型。

储层建模技术是随着计算机技术的发展而发展起来的一门新技术，为储层描述从定性走向定量，从点面描述走向三维立体描述提供了非常有效的手段。尤其是近年来在计算机硬件方面的快速发展，各种型号、功能齐全、快速的工作站的问世，同时在软件方面，充分应用了各种数学、地质统计学、神经网络及人工智能等的应用开发，促进了储层建模技术的飞速发展。

第一节 测井资料数据标准化

测井资料即使经过了环境校正和曲线编辑，测井原始数据仍存在误差。一方面是由于仪器刻度的不精确性、仪器不正常工作和操作不当等原因，这是因为对于一个油田来说，在漫长的勘探和开发过程中，很难保证所有井的测井数据都采用同类型的仪器、统一的标准刻度及同样的操作方式。另一方面是由不同的测井公司仪器的设计不同而引起的校正图版的差异或不完善的环境校正带来的影响，例如对不同测速的同种仪器、井下温度不同对仪器的影响等都没有进行校正。因此，在对测井原始数据进行环境校正之后，有必要对数据进行标准化处理，以便在更高的程度上克服与消除仪器刻度的不精确性等原因造成的影响。

测井数据标准化这一问题首先由 Connolly(1968)对加拿大阿尔伯塔的瑞伯—扎马地区的 130 口井进行研究中提出的，他发现油气层之外的石膏层与石灰岩可以用来对井下测量的测井数据重新刻度。测井数据标准化处理的实质是利用同一油田或地区的同一段往往具有相似的地质-地球物理特性的特点，规定测井数据具有自身的相似分布规律。因此，一旦建立各类测井数据的油田标准分布模式，就可以对油田各井的测井数据进行整体的综合分析，校正刻度的不精确性，达到全油田范围内测井数据的标准化。

显而易见，测井数据标准化的客观依据是“标准层”的测井数据具有相似的频率分布。标准层应具有如下特点：① 在目的层相邻井段内，即标准层与目的层之间的测井环境相近，尤其是地层浸泡时间接近。② 岩性稳定且全区普遍分布，地层厚度较大，岩性与测井响应特征明显，便于对比，且同一测井曲线数值相同或呈规律性变化。

标准化方法有直方图平移法、均值校正法、趋势面分析法、变异函数分析法等，这些方法都需要在油田范围内，选择相当数量的关键井，以达到正确地揭示和描述油田地质特征的目的。

下面介绍几种标准化的方法。

一、直方图平移法

1. 理论依据

在油田范围内标准层某一测井响应是稳定的，其直方图的峰值基本不变。

2. 具体方法

在对测井数据进行环境影响校正之后，可以以关键井标准层段的直方图、频率交会图与多维直方图作为测井数据标准化的分析刻度模式，然后通过分析每口井标准层段的频率分布，逐一与油田标准模式进行相关对比，检查各数据的精确性，并确定进行校正所需要的一组转换值。

上述的标准模式可以是关键井标准层段频率直方图峰值的平均值，校正量为检查井与标准模式之差。如图 7-1 所示为枣园油田孔一段标准化方法实例(据刘泽荣等)。

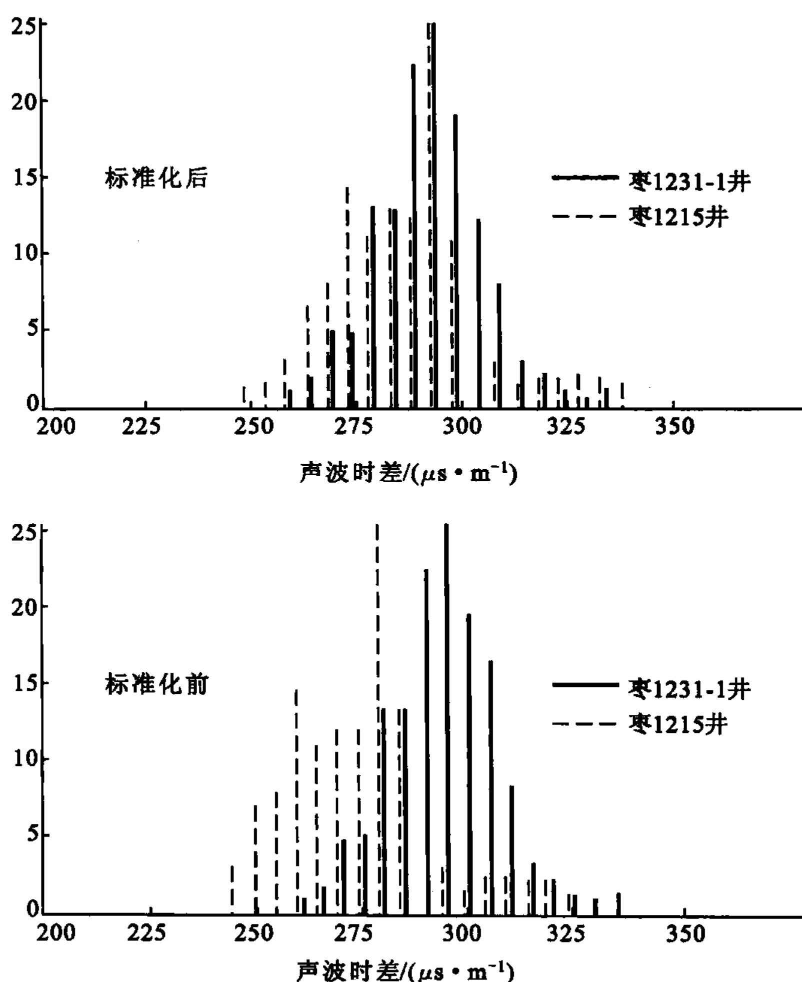


图 7-1 测井数据标准化方法(直方图平移法)

二、趋势面分析法

1. 理论依据

对于任一油田来说,实际地质参数在横向上都有一定的变化,特别是对陆相沉积的地层尤为明显。也就是标准层的测井响应在横向上不是稳定不变的,而是具有某种规律性的渐变,即可视为趋势变化面。趋势面分析方法的基本思路是对标准层的测井响应用多项式趋势面作图,并认为其与地层原始趋势面具有一致性。若趋势面分析的残差图仅为随机变量,则是测井刻度误差所造成的;若存在一组异常残差值,可能是局部岩性变化所致。

2. 具体做法

先作出各井标准层的各类测井曲线直方图,确定分布频率及峰值,将峰值视为标准层的代表值并将其记入数据库中,然后用趋势面分析方法处理这些数据。由于选择的标准层个数可以是一个也可以是两个,各井标准化校正量的计算方法视标准层的个数而定。

(1) 一个标准层

如果选定的标准层只有一个,其标准化校正量的计算方法为:

① 对于关键井，趋势面分析的残差值就是其校正量，即

$$Z_{nor}=Z_{sh}+\Delta Z$$

式中 Z_{nor}——标准化后的测井响应值；

Z_{sh}——测井原始数据；

ΔZ——该井趋势面分析的残差值。

② 对于检查井(即未参加趋势面分析的井)，其标准化校正量为井点所处的趋势值与标准层测井响应的特征峰值之差。即有如下关系：

$$Z_{nor}=Z_{sh}+\Delta Z$$

式中 Z_{nor}——标准化后的测井响应值；

Z_{sh}——测井原始数据；

ΔZ——井点趋势值与特征峰值之差。

(2) 两个标准层

如果选定的标准层有两个，且一层疏松，另一层致密，则计算公式为：

$$\Delta t_{nor}=\frac{(\Delta t-\Delta t_{any})(\Delta t_{shrt}-\Delta t_{anyrt})}{\Delta t_{sh}-\Delta t_{any}}+\Delta t_{anyrt} \tag{7-1}$$

式中 Δt_{nor}——标准化后的测井响应值；

Δt——标准化前的测井响应值；

Δt_{any}——致密层测井响应特征峰值；

Δt_{anyrt}——致密层的趋势值；

Δt_{sh}——疏松层的测井响应特征峰值；

Δt_{shrt}——疏松层的趋势值。

在利用趋势面分析方法进行分析时，随着趋势面分析次数的增加，拟合度相对增加，当次数增加到一定数值后，趋势面分析可以决定区域的主要趋势。当次数再增加时，拟合度不会有明显的提高，这一次数就作为趋势面分析时选定的模型。从这一过程中可以看出，选定趋势面分析的次数是较关键的，它决定了校正量的大小。

(3) 选定趋势面分析次数的原则

① 测井响应的趋势特征与区域地质模式相一致，例如声波时差的分布与标准层的构造特征相一致。

② 趋势面分析的拟合度较高，选定的趋势次数位于拟合度曲线的高拐点处。

③ 如果标准层没有局部的岩性异常，则趋势面分析的残差频率图满足众数为零的正态分布。

中国石油大学熊琦华等对牛庄凹陷万全油田沙三段储层进行了储层描述。对测井资料进行了数据标准化，图 7-2 为第一标准层声波时差特征峰值测值等值图，图 7-3 为第一标准层声波时差特征峰值三次趋势图，图 7-4 为第一标准层声波时差特征峰值三次趋势残差等值图。显然，残差的分布是随机的，根本不存在整体规律性变化。说明，这些残差是由人为因素，即由不同时间、不同人员操作、不同仪器所产生的系统偏差——标准化校正量。

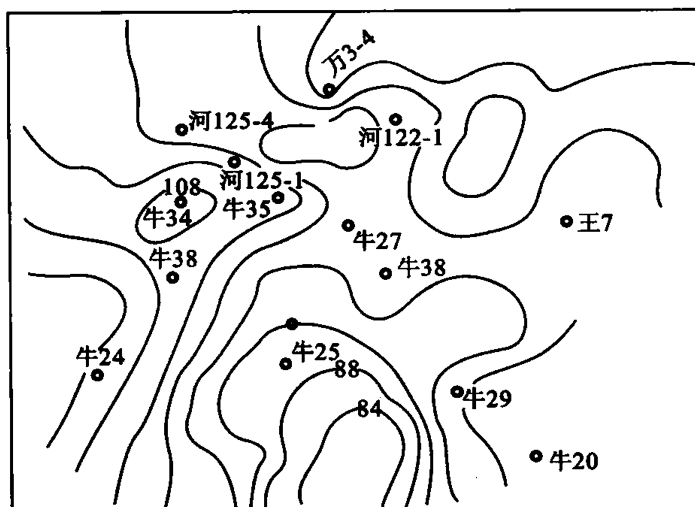


图 7-2 牛庄凹陷万全油田第一标准层声波时差特征峰值测值等值图

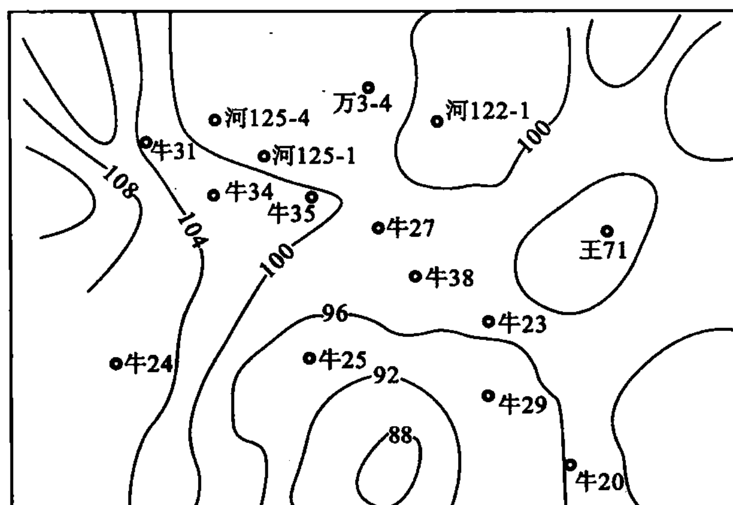


图 7-3 牛庄凹陷万全油田第一标准层声波时差特征峰值三次趋势图

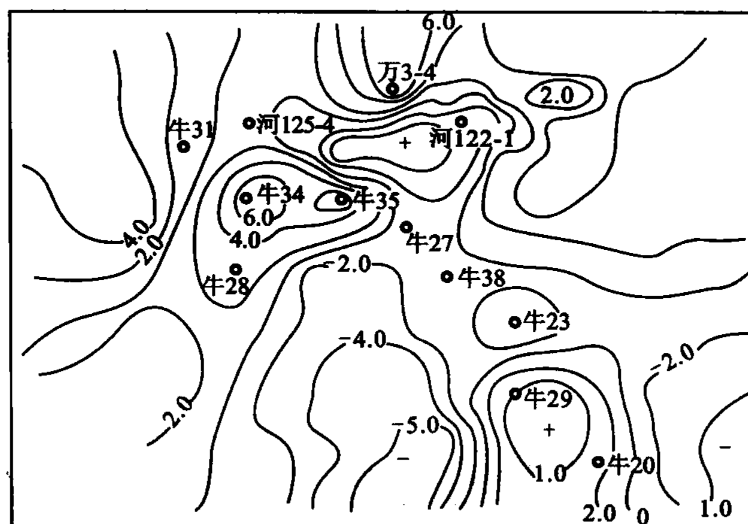


图 7-4 牛庄凹陷万全油田第一标准层声波时差特征峰值三次趋势残差等值图

三、均值校正法

求出标准层测井曲线平均值，将全油田各井标准层与此值的差作为该井的校正量。

四、变异函数分析法

地质统计学把一个空间几何领域内的区域化变量视为该域上的一个随机函数的实现，这个函数在几何域的每一点处定义了一个随机变量，区域化变量在一点的取值可视为该点所对应的随机变量的一个实现。因此区域化变量定义为具有空间相关性的随机变量，分析这种特殊变量的手段就是变异函数理论。

变异函数就是研究在空间范围内区域化变量的相互关系和空间结构。以向量 h 相隔的两点 x，$x+h$ 处的两个区域化变量 $Z(x)$，$Z(x+h)$ 之间的变异，可以用它的增量 $[Z(x)-Z(x+h)]$ 的平方期望 $2\gamma(x,h)=E[\{Z(x)-Z(x+h)\}^2]$ 来表示。其中 $2\gamma(x,h)$ 为变异函数，$\gamma(x,h)$ 为半变异函数。

当 $Z(x)$ 是一阶平稳时，变异函数可写成：

$$\begin{aligned}\gamma(h)&=0.5E[\{Z(x+h)-Z(x)\}^2]\\&=\frac{1}{2N(h)}\sum_{x=1}^{N(h)}[Z(x)-Z(x+h)]^2\end{aligned}\tag{7-2}$$

式中，$N(h)$ 为被向量相分隔的试验数据对的数目。

由上述公式就可以给出实验半变异曲线。在实验半变异曲线中，有一个对误差分析较有用的性质是块金效应，即当 h 为 0 时它是变异函数值的大小。如果不计分析误差，一个样品点本身的品位差就相当于 0，而实验半变异函数有块金效应的解释是：两个样品的距离 h 即使很小，它们的品位仍然存在差异。这是由观测误差和矿化的微型变化导致的。对于沉积矿体来说，块金效应较小，而对于金矿来说，块金效应较大。

对于测井来说，如何利用变异函数来分析各井的仪器精度，关键是要找到具有同一变异特性的地质体。我们选用标准层来进行这一部分工作。对于一个标准层，各地球物理参数可以看成是区域化变量。由于内蕴假设的存在，不同井点在标准层厚度范围之内的垂向变异性质是相同的。根据标准层的测井数值作出半变异曲线，求出块金效应，从块金效应可以知道各井同一种曲线的仪器测量误差，只要它们的块金效应平移到较小的那个值上就可以使它们的误差统一在同一水平线上。

刘泽容等人在牛庄油藏描述攻关课题中，曾作出了牛 20 井开发试验区各井标准层声波时差、感应电导的实验半变异曲线，绝大多数曲线的块金效应为 0，只有少数曲线有数值不大的块金效应。这表明：牛 20 井开发试验区的测井效果较好，仪器精度基本统一，只有少数曲线需要误差校正。

第二节　关键井的选择与“四性”关系研究

选择关键井的主要目的是进行“四性”关系研究和建立解释模型。所谓“四性”关系研

究是指对电性、岩性、物性和含油性四者之间关系的研究。

在"四性"关系研究的基础之上确定或选择解释模型、转换关系和解释方程，为多井处理提供解释方法。即通过关键井"四性"关系的研究，选择或建立地区性解释模型，采用统一的解释模型，以油田为整体进行单井的重新评价。并在地质学知识的基础上，描述具有概率特性的地质参数在平面和空间的分布规律。

一、关键井的选择及其研究内容

关键井研究的目的是确定井剖面的矿物成分和岩相，确定适合于全油田的测井解释模式、解释方法与解释参数，建立全油田统一的刻度标准和油田转换关系等。这是多井解释中极为重要的部分。

1. 关键井的选择

一般在油田选取符合下述条件的几口井作为全面研究的关键井。

① 位于构造的主要部位，近于垂直的井。

② 取心井，有系统的岩心分析和录井资料，地质情况比较清楚。

③ 井眼好，钻井液性能好，具有最有利的测井条件和测井深度。

④ 有项目齐全的裸眼井测井资料，包括最新测井方法的资料。

⑤ 有生产测试、生产测井和重复式地层测试的资料，有齐全准确的油、气、水产量、压力和渗透率资料。

2. 关键井研究的内容

① 对测井曲线进行深度校正，完成岩心资料的数字化及深度匹配，保证同一口井的所有测井地质数据都有准确的深度和良好的深度对应关系。

② 进行测井资料的环境影响校正。

③ 进行地层倾角测井资料的解释。

④ 进行测井相分析，确定井剖面的岩相。

⑤ 应用多维直方图和频率交会图技术，建立全油田统一的刻度标准，并存入数据库。

⑥ 确定适合于全油田的测井解释模型、解释方法及解释参数。

⑦ 处理关键井测井资料，准确计算地层参数，对关键井作出合理的地质评价。

⑧ 用岩心等其它地质资料检验前面计算的储层参数，并根据检验结果修改测井解释模型与解释方法。

⑨ 进行生产测井和重复式地层测试资料的解释，并综合生产测试资料得出准确齐全的油、气、水产量和压力及渗透率等数据。

二、研究"四性"关系的方法及测井解释模型的建立

1. 研究"四性"关系的方法

研究"四性"关系实质是研究岩性、物性、电性和含油性各参数之间的相关关系。使用的方法大都是数理统计的方法，这里仅对常使用的方法作一简单介绍。

(1) 一元回归分析

为了研究各参数俩俩之间的关系，使用一元回归分析。我们把一个因变量的值随一个自变量值的变化而变化的研究称为一元回归分析。下面介绍一元回归分析中最简单的一元线性回归。

设$(x_i, y_i)(i=1,2,\cdots,n)$表示$n$组观测数据，并以$y^*=a+bx$表示所需求的回归方程。

当 $x=x_i$ 时，y 的实际值为 y_i，而利用上式计算出的值为 y_i^* 。我们定义其误差的平方和为

$$Q=\sum_{i=1}^{n}(y_i-a-bx_i)^2 \tag{7-3}$$

为使 Q 达极小，求 Q 对 a 及 b 的一阶偏导数，并令其等于零。

$$\frac{\partial Q}{\partial a}=-2\sum_{i=1}^{n}(y_i-a-bx_i)=0 \tag{7-4}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial a}=-2\sum_{i=1}^{n}(y_i-a-bx_i)x_i=0 \tag{7-5}$$

解得

$$a=\overline{y}-B\overline{x}$$

$$b=\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\overline{x})(y_i-\overline{y})}{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\overline{x})^2} \tag{7-6}$$

这样回归方程：$y^*=a+bx$ 便可确定。

判断自变量与因变量之间线性关系密切程度的数量指标，称为相关系数，用 R 表示。R 的绝对值越大，两变量的关系越密切。

在实际问题中，有时两个变量之间的关系不是线性的，计算时一般采用非线性回归方法。不过在很多情况下，非线性的回归问题可以通过变量替换化为线性回归的问题。下面以幂函数为例说明相应变量替换公式。

幂函数的表示式为

$$y=dx^b$$

变量替换，令

$$y^*=\lg y,\quad x^*=\lg x,\quad a=\lg d$$

则有

$$y^*=a+bx$$

通常非线性关系有：幂函数、指数函数、对数函数、双曲函数、S 型曲线函数等。

对于实际的两个参数的关系，通过上述六种关系的相关系数比较，可以得到最佳拟合关系。如胜利油田梁 11 断块 421 块样品的渗透率与孔隙度之间的最佳相关关系为

$$\lg K=0.538\phi-3.09$$

相关系数为 0.658。

又如大港枣园油田沈家铺地区孔隙度与声波时差的关系式为

$$\phi=0.183\,05\Delta t-31.478\,72,\quad R=0.96,\quad n=40$$

此回归方程的平均绝对误差为 0.820 4%。

(2) 多元线性回归

该方法通过最小二乘原理求得正规方程组，然后利用行列式解方程组得到偏回归系数。并能计算残差平方和、回归平方和、复相关系数及 F 检验值。

通过多元线性回归分析方法可以分析某一个参数随其它某几个参数的变化关系。如大港枣园油田沈家铺地区渗透率与孔隙度和粒度中值的关系为

$$\ln K=0.186+0.21\phi+0.102M_d$$

复相关系数为 0.94。

(3) 多元逐步回归

该方法通过对各变量方差贡献的显著性检验逐一选出或剔除回归方程的某些变量，使最终的回归方程保留重要的变量，并能算出残差、复相关系数、偏相关系数、剩余标准差等统计量，用以分析回归效果。

利用多元逐步回归分析方法可以把测井响应与油层物性等参数联系起来，找出它们之间的关系，建立测井解释的统计模型。如牛庄油田牛20断块的油层中，影响含油饱和度的主要因素有如下关系式：

$$\ln S_o = 3.84 + 0.0035C_t - 0.15 \times 10^{-4} C_t^2$$

式中 S_o—— 含油饱和度；

C_t ——地层电导率。

研究"四性"关系的方法还有很多，如 N 维空间中的降维方法、人工智能神经网络模拟法等，这里不再一一介绍。

2. 测井解释模型的建立

在关键井"四性"关系研究的基础上，可以建立各种反映储层特征的地质参数的解释模型，这项工作的实质是以关键井的岩心测试数据对测井资料进行"分析刻度"，目的在于创造测井数据对地下地质特征的直接求解能力。在岩心资料数字化时，为了准确建立各地质参数的解释模型，必须使岩性、电性实现最佳归位，以保证同一口井的所有测井和地质资料有准确的深度和很好的对应关系。下面主要介绍泥质含量、粒度中值、孔隙度、渗透率、原始含油饱和度等地质参数测井解释模型的建立方法。

(1) 泥质含量(V_{sh})测井解释模型

泥质含量是指砂岩骨架中粒径小于0.01 mm的颗粒体积占岩石总体积的百分数，这表明泥质具有粒度的概念。

泥质含量能够反映岩性信息，对推断沉积环境有重要作用。通常，测井资料中作为"泥质指示器"的有自然伽马、自然电位、补偿中子、中子寿命和电阻率测井。其中以自然伽马为最好，其计算公式为

$$SHI = \frac{SHLG - G_{min}}{G_{max} - G_{min}}$$

$$V_{sh} = \frac{2^{GCUR \times SHI} - 1}{2^{GCUR} - 1}$$

式中 $SHLG$ ——某测井曲线的数值；

G_{min}和G_{max}——该曲线在纯砂岩和纯泥岩的最小值和最大值；

SHI ——过渡参数，是某测井曲线的相对值；

$GCUR$ ——经验系数，第三系地层为3.7，老地层为2，可根据实际情况调整；

V_{sh} ——泥质含量。

中国石油大学(华东)油藏地质研究所刘泽容等人在研究大港枣园油田沈家铺地区时，统计了泥质含量与自然电位相对值 ΔSP 之间的关系为：

$$\ln V_{sh} = 3.37 \times \Delta SP + 1.33, \quad R = 0.98, \quad n = 36$$

(2) 粒度中值(M_d)测井解释模型

粒度中值是指粒度分析累积曲线上50%处对应的粒径。其意义是指在粒度上居于沉积相的中央，有一半质量的颗粒大于它，另一半小于它。

粒度中值与泥质含量之间有一定的相关关系，砂岩地层的粒度中值一般可用自然伽马曲线进行计算。若采用自然伽马能谱测井资料，其效果会更佳。在有利的条件下，也可以用自然电位和中子伽马曲线进行计算。从实际岩心数据出发，采用数理统计的方法推导出的正常沉积的砂岩自然伽马与粒度中值之间的经验关系式一般为如下形式：

$$\lg M_d = C_0 + C_1 \cdot \Delta GR$$

式中 C_0，C_1—— 经验系数；

M_d—— 粒度中值；

ΔGR—— 自然伽马相对值，$\Delta GR = \dfrac{GR - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}}$。

(3) 孔隙度(ϕ)测井解释模型

用声波时差、中子测井、密度测井和岩性密度测井这四种测井信息可以计算孔隙度。

① 在固结且压实的砂岩地层中，从粒间孔隙概念出发，可以利用 M. R. Wyllie 公式求解声波测井孔隙度：

$$\phi_s = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}}$$

式中 ϕ_s—— 声波测井孔隙度，%；

Δt，Δt_{ma}，Δt_f ——分别是地层、岩石骨架、孔隙中流体的声波时差值，$\mu s/m$。

对于常见的疏松砂岩或泥质含量较高的砂岩储层，上述公式计算出的孔隙度比实际值偏高，应分别进行压实校正和泥质校正。

② 中子测井确定地层孔隙度时的测井响应方程为：

$$\phi_N = \frac{H - H_{ma}}{H_f - H_{ma}}$$

式中 ϕ_N—— 中子测井孔隙度，%；

H，H_{ma}，H_f ——分别是地层、岩石骨架、孔隙中流体的含氢指数。

③ 密度测井确定地层孔隙度时的测井响应方程为：

$$\phi_D = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f}$$

式中 ϕ_D ——密度测井孔隙度，%；

ρ_b，ρ_{ma}，ρ_f ——分别是地层密度测井值、骨架密度、流体密度，g/cm^3。

④ 岩性密度测井确定地层孔隙度时的测井响应方程为：

$$\phi_L = \frac{U_{ma} - U}{U_{ma} - U_f}$$

式中 ϕ_L ——岩性密度测井孔隙度，%；

U，U_{ma}，U_f ——分别是地层、骨架、流体的单位体积的有效光电吸收截面指数。

尽管上述四种测井方法从理论上提供了求取孔隙度的可能性，但在实际应用中，以上公式与实测岩心孔隙度均有误差，因此，在具体油田或地区应用时要进行校正，或经关键井进行数理统计分析，以求得更加合理的孔隙度解释模型。

(4) 渗透率测井解释模型

渗透率测井解释模型的建立一直是一个非常棘手的问题，也是国内外几代测井地质解释家共同为之奋斗的目标。

目前，用测井资料求取渗透率有五种方法：① 用渗透率与孔隙度及颗粒表面积的经

验关系；② 用核磁测井(NML)计算地层流体生产能力；③ 用地球化学测井(GLT)估算矿物含量；④ 用声波测井测得的斯通利波波速与渗透率的关系；⑤ 用 RFT 方法计算地层流体的压力与时间的关系。

但迄今为止，还没有实现一种为各家认同的方法。应用最广泛的方法还是针对不同的油田或地区而建立经验公式的方法。欧阳健(1989)利用三口井的岩心分析资料，求出以孔隙度、泥质含量为变量的经验公式：

$$K = 0.169\,9 \cdot \phi^{3.720} / V_{sh}^{1.725\,2}$$

也有人根据我国八个油田 4 573 块岩心的实测数据资料建立了如下经验关系式：

$$\lg K = D_1 + 1.7\lg M_d + 7.1\lg\phi$$

式中，D_1 为根据地区经验而选的系数。

由于渗透率为一动态参数，不仅受沉积因素的影响，而且受成岩后生作用的改造，使其与反映层特征的测井响应关系极为复杂，导致对其定量描述异常困难。

因此，熊琦华等在研究大港枣园油田渗透率模型时，采用了分段统计法。

当 $\phi > 25\%$时，

$$\lg K = A\lg X + B\lg^2 X + C\lg\phi + D$$

其中

$$X = \frac{10^x\phi}{V'_{sh}}$$

$$A = 9.534, \quad B = -2.744, \quad C = 8.205\,5, \quad D = -0.871\,1$$

复相关系数 $R = 0.77$， 平均绝对误差$= \pm 110 \times 10^{-3}\ \mu m^2$

式中 ϕ——孔隙度，小数；

V_{sh}'——视泥质含量，%。

当 $\phi = 20\% \sim 25\%$时，

$$\lg K = A\phi^3 + B\lg k_1 + C\sqrt{k_1} + D$$

其中

$$A = 5.4, \quad B = 0.161\,3, \quad C = 0.007\,145, \quad D = 1.523$$

$$k_1 = e^{(10\phi)} \cdot \lg^2(R_t/R_{tc})/V_{sh}'$$

式中 R_{tc}——油层电阻率下限值。

当 $\phi < 20\%$时，

$$\lg K = A\lg k_1 + B$$

其中

$$A = 0.54, \quad B = -0.81, \quad k_1 = e^{20\phi}/V_{sh}'$$

(5) 原始含油饱和度测井解释模型

确定原始含油饱和度的方法有很多，一般都采用先确定含水饱和度 (S_w)，然后确定含油饱和度(S_o)，它们的关系为：$S_o = 1 - S_w$ 。具体方法有以下几种：

① 油基泥浆取心法。使用油基泥浆取心可以避免泥浆滤液的渗入，因而能比较准确地测定出岩心的束缚水饱和度 S_{wi}。利用下述公式得到油层的原始含油饱和度。

$$S_{oi} = 1 - S_{wi}$$

岩心束缚水饱和度除实测外，还可利用数理统计方法导出求束缚水饱和度的公式。例如，我国东、西部六个主要油田，根据 1 774 个油基泥浆取心的实测数据，推导出计算束缚水饱和度公式为：

a. 高、中孔隙度($\phi \geqslant 20\%$)砂岩地层：

$$\lg S_{wi} = A_0 - (A_1\lg M_d + A_2)\lg\frac{\phi}{A_3}$$

式中，A_0，A_1，A_2 和 A_3 是经验系数。A_1，A_2 近似为常数，一般 $A_1 \approx 1.5$，$A_2 \approx 3.6$。A_0 和 A_3 与地区地质特点有关，主要取决于砂岩的胶结程度、孔隙度变化范围以及岩石的润湿性。A_0 的变化范围为 0.18～0.36，随胶结程度变弱和孔隙度增大而减小。A_3 的变化范围为 0.08～0.2，随胶结程度变弱和孔隙度增大以及亲水性增强而增大。A_3 是主要参数，对 S_{wi} 的计算结果影响相当大。

选值时要求 A_0 与 A_3 匹配，可参考下列原则确定。

高孔隙度（$\phi \geqslant 25\%$）疏松亲水砂岩地层：$A_0 = 0.18$，$A_3 = 0.18 \sim 0.2$。例如我国东部地区的上第三系。

弱一中等胶结高孔隙度（$\phi \geqslant 25\%$）地层：$A_0 = 0.3$，$A_3 = 0.12 \sim 0.14$。例如我国东部地区下第三系的上段。

中等胶结砂岩地层：若 $\phi \geqslant 20\%$，则 $A_0 = 0.36$，$A_3 \approx 0.1$；若 $\phi < 20\%$，则 $A_0 = 0.36$，$A_3 = 0.08 \sim 0.09$，亲水砂岩取 A_3 的上限，亲油砂岩取 A_3 的下限。例如我国东部下第三系的下段及其下部地层。

b. 低孔隙度（$\phi < 20\%$）砂岩地层：

$$\lg(1 - S_{wi}) = B_0 + (B_1 \lg M_d + B_2) \lg \frac{1-\phi}{B_3}$$

式中，B_0，B_1，B_2 和 B_3 是经验系数，同样与地区地质特点有关。B_1 可以视为常数（$B_1 \approx 9.8$），$B_0 = 0 \sim 0.15$，$B_2 = 3.3 \sim 1.0$。若 $B_0 = 0$，则取 $B_2 = 3.3$；若 $B_0 = 0.15$，则取 $B_2 = 1$。B_3 是影响计算结果的重要参数，它主要与砂岩的压实程度和润湿性有关。一般随地层的压实程度和亲油性增加而增大，变化范围为 0.7～0.8。若根据声波测井的概念，用 C_p 表示压实程度，相应有如下规律：

$C_p = 1.3 \sim 1.25$	$B_3 \approx 0.68 \sim 0.70$
$C_p = 1.2 \sim 1.1$	$B_3 \approx 0.70 \sim 0.72$
$C_p = 1.1 \sim 1$	$B_3 \approx 0.72 \sim 0.74$
超压实地层	$B_3 \approx 0.76 \sim 0.78$

对两个油田的四口油基泥浆取心井的资料进行对比、验证表明，计算所得的束缚水饱和度与岩心实测值的平均误差约为±0.05%，计算结果能满足精度要求。

由于配制油基泥浆的工序比较复杂，成本较高，因此，在一个油田不是所有的取心井都采用油基泥浆，而仅在少数资料井中使用。

② 密闭取心法。随着密闭取心器的出现，人们越来越多地利用它来获取油层岩心，这就从根本上避免了泥浆滤液侵入对岩心束缚水饱和度与孔隙度、渗透率之间的关系产生影响。利用这种方法确定的关系式，使得在没有进行密闭取心的情况下，可以利用油层物性资料来求油层原始含油饱和度。例如，我国东部某油田的某油层组，利用混油密闭取心资料，建立了如下关系式：

$$S_{wi} = 57.434 - 1.282\phi$$

$$S_{wi} = 34.812 - 5.183 \times \lg K_g$$

式中　K_g——气体相对渗透率。

实践证明，利用上述关系式求得束缚水饱和度 S_{wi}，使得求出的原始含油饱和度 S_o 与实测值基本一致。

③ 毛细管压力曲线法。利用毛细管压力曲线来确定油层的束缚水饱和度是一种行之

有效的方法。在高压条件下，毛细管压力曲线上含水饱和度不再发生变化时的值，即是油层的束缚水饱和度 S_{wi}，由它可求出油层的原始含油饱和度 S_o。

④ 地球物理测井法。利用岩电模型求解原始含油饱和度。到目前为止，确定储层饱和度的方法主要是电阻率法，即通过阿尔奇公式、西门杜公式、印度尼西亚方程式或双水公式求解。

阿尔奇公式：

$$S_w = \sqrt{\frac{abR_w}{\phi m R_t}} S_o = 1 - S_w$$

式中， $n = 2, \quad m = 1.348, \quad a = b = 1.0$

西门杜公式：

$$S_w = \frac{1}{\phi}\left(\sqrt{\frac{0.81R_w}{R_t}} - \frac{R_w V_{sh}}{0.4R_{sh}}\right)$$

双水模型求含水饱和度的响应方程为：

$$S_{wt} = n\sqrt{\frac{R_{wf}R_{wb}}{\phi_{tm}R_t[S_{wb}R_{wf} + (1 - S_{wb})B_{wb}]}}$$

$$S_w = \frac{S_{wt} - S_{wb}}{1 - S_{wb}}$$

式中 R_{wf}——自由水电阻率，Ω·m；

R_{wb}——束缚水电阻率，Ω·m；

S_{wb}——束缚水饱和度，%；

S_{wt}——含泥质储层的总含水饱和度，%；

S_w——有效孔隙空间的含水饱和度，%。

第三节　有效厚度划分及夹层扣除标准研究

油层有效厚度是指储集层中具有工业产油能力的那部分厚度。作为有效厚度必须具备两个条件：一是油层内具有可动油，二是在现有工艺技术条件下可供开发。

油层是否具有产油能力，最根本的因素是储集层必须储有油，而现代工艺技术又能使它流出，成为工业油流。当储集层的孔隙度、含油饱和度和渗透率达到一定数值后，油层便具有开采价值。若在一定数值以下，油层便失去了开采价值，这些参数值就是油层有效厚度的下限值。

研究有效厚度的基础资料有岩心、试油和地球物理资料。三者均有局限，必须综合利用。试油是了解油层产油能力的直接资料，但仅有试油资料，即使单层试油也说不清单层内什么部位出油，什么部位不出油。岩心是认识储集空间的直接资料，可以直观地看见储集层内的原油。通过实验室分析可以算出含油体积。但岩心说明的是静态资料，不能说明原油是否能产出。地球物理测井资料能反映储集层的储油能力和产油能力，我国总结了一套地质-地球物理的综合研究方法。研究有效厚度一般以单层试油资料为依据，对岩

心资料进行充分试验和研究，制定出有效厚度的物性、岩性、含油性标准，并以测井解释为手段，广泛应用测井定量解释方法，制定出油气层的取舍标准（包括油、水层标准和干层标准）和夹层扣除标准，用测井曲线及其解释结果确定油、气层有效厚度。

一、有效含油层界限的确定

① 选择油浸或油斑粉砂岩等低渗透储层进行单层试油以确定油层和干层界限。

② 选择油水界面附近的油层单层试油，以确定油层和水层的界限。

③ 选择稠油油层单层试油，以确定粘度及密度界限。

④ 在高矿化度稀油区，试低电阻油层，以确定低阻油层的电性界限。

⑤ 选择厚度小于 0.5 m 的薄油层单试，以确定厚度界限。

二、有效厚度划分标准

正确解释并划分油层有效厚度的关键是确定有效厚度的岩性、物性、电性和含油性以及起算厚度的下限值（即标准）。必须要求解释油层满足此标准，才能具有有效厚度，否则就不具有有效厚度。

1. 有效厚度岩性标准

有效厚度岩性标准是指能生产工业油气流的地层的岩性应具备的条件，对碎屑岩地层而言，往往是相对较粗的岩性，泥质含量相对较低，多在粗粉砂级以上。如大港油田风化店地区孔一段砂岩储层的粒度中值大于 0.07 mm，泥质含量（粒径≤0.034 mm）小于 26%。

2. 有效厚度物性标准

有效厚度物性标准是指提供工业油流的油层孔隙度和渗透率下限值。随着开发工艺技术的提高，该下限值是不断改变的。油层孔隙度、渗透率的下限值往往可根据岩心分析资料作交会图确定，或根据试油成果（尤其是单层试油资料）与测井解释孔隙度和渗透率的关系，作交会图确定油层的孔隙度、渗透率下限值，如图 7-5。还可以根据孔隙度、渗透率、含油饱和度或含水饱和度之间的关系确定，只要含油饱和度或含水饱和度界限一确定，就可确定孔隙度、渗透率的下限值，如我国西北某油田，孔隙度和含水饱和度关系如下：

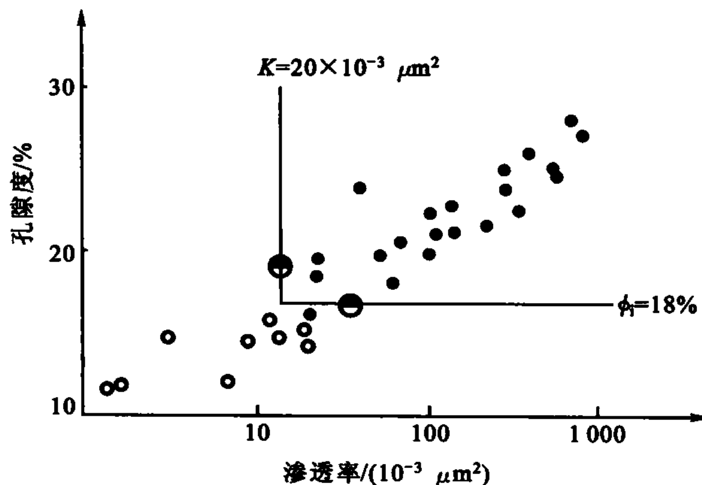


图 7-5 试油成果与物性关系图

$$K=3\ 861\left(\frac{\phi}{S_w}\right)^{4.292}$$

已知纯含油段含水饱和度 $S_w=55\%$，则可利用 $K=5.024\times10^4\phi^{4.292}$ 来求得。

3. 有效厚度电性标准

有效厚度电性标准是指油层具工业价值时的电性参数如电阻率、声波时差、感应电阻率、自然电位相对值等的下限值。目前广泛采用的是利用试油成果作交会图法来确定，如图 7-6。

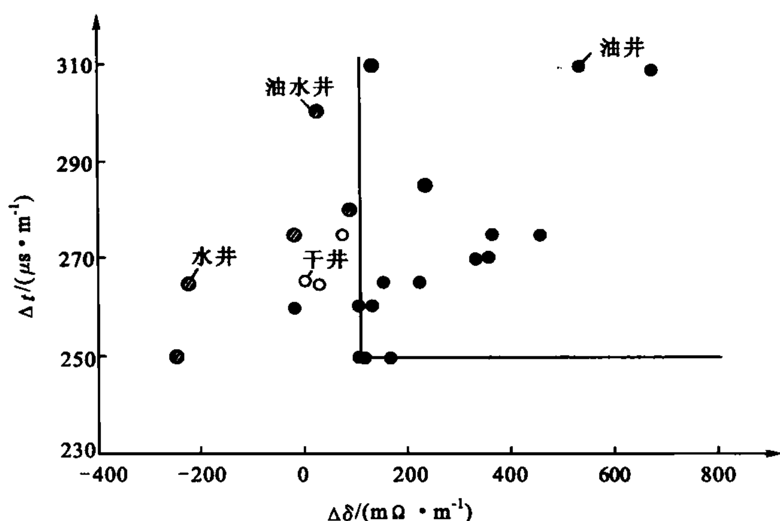


图 7-6 试油成果与感应幅度差、声波时差关系示意图

4. 含油性与含油饱和度标准

碎屑岩油层的含油性常用含油级别来表示，通常可分六级，即饱含油、含油、油浸、油斑、油迹和荧光显示。对于我国东部的浅层油田，含油性往往要求其含油级别在“油浸”以上，这可通过取心资料观察分析来确定。

含油饱和度下限值则应根据试油成果、地层测试资料以及测井解释成果，结合岩心分析资料的综合研究来确定，或根据电性参数、物性参数与含油饱和度分别作交会图，然后根据电性、物性参数下限值来确定含油饱和度下限值。

如综合应用上述各种方法确定的大港枣园油田沈家铺地区物性标准是：

油　　层：$K \geqslant 17 \times 10^{-3}\ \mu m^2$，$\phi \geqslant 18\%$，$S_o \geqslant 40\%$

油水同层：$K \geqslant 17 \times 10^{-3}\ \mu m^2$，$\phi \geqslant 18\%$，$30\% \leqslant S_o \leqslant 40\%$

水　　层：$K \geqslant 17 \times 10^{-3}\ \mu m^2$，$\phi \geqslant 18\%$，$S_o \leqslant 30\%$

干　　层：$K < 17 \times 10^{-3}\ \mu m^2$，$\phi \leqslant 18\%$

5. 起算厚度标准

起算厚度是用以计算油、气储量的最小厚度。起扣厚度则指扣除夹层的起码厚度。起算厚度与起扣厚度标准是由射孔精度、地球物理测井资料解释的准确程度，以及薄油层在油气田开采中的价值和作用等因素来确定。20 世纪 60 年代将油层有效厚度的起算标准定为 0.5 m，从 20 世纪 80 年代开始，由于测井和射孔深度的精度的提高，将厚度起算标准改定为0.2 m。凡厚度小于 0.2 m 的油层暂不参与油气储量计算。

三、夹层扣除标准及方法

根据有效厚度标准确定出有效油层(产层)之后，则应划分出每个产层的顶、底界限，量取总厚度，并从总厚度中扣除夹层(致密层、干层等非产层部分)的厚度，从而得到油层有效厚度。具体做法如下：

① 在油层岩心收获率很高(大于 90%)的情况下，可直接根据岩心资料确定油层有效厚度，在多数未取心的井中，则利用地球物理测井资料划分油层有效厚度。

② 利用地球物理测井资料划分油层顶、底界限。量取油层总厚度时，应当综合考虑能清晰地反映油层界面的多种测井曲线，当各种曲线解释结果不一致时，则以反映油层特征最佳的测井曲线为准。

对碎屑岩剖面常选用自然电位、微电极、声波时差和电阻率等测井曲线。

③ 利用收获率高的岩心，经岩电关系分析研究，确定夹层的类型和各类夹层的电性标准，编制出典型曲线图版。

④ 利用上述图版对研究区的所有井均可进行夹层扣除，用油层总厚度减去夹层厚度便得到油层有效厚度。

但应注意，对那些渗透率低、泥质含量高的油层，特别是裂缝、孔洞性的碳酸盐岩油层来说，油层有效厚度的确定非常困难，应当借助新技术、新手段，如井下电视、倾斜测井、毛细管压力曲线分析，铸体以及电镜扫描等资料来确定油层有效厚度。

第四节　储层横向追踪的地震技术

预测储层的横向展布是储层描述的重要内容。宏观上，砂体的展布规律受沉积环境的控制，但在同一沉积环境内，单个砂体的分布和几何形态也是有区别的。传统的预测单个砂体的空间展布的方法是以沉积模式为指导，根据井间测井曲线的对比分析推测砂层分布，但在无井或少井区则无能为力。

地震技术虽然纵向分辨率有限，但横向分辨率较高，而且是当今世界唯一能真正反映地下地质体横向变化的第一性资料。随着油气勘探和开发的迅猛发展，地震技术特别是用于储层横向追踪的储层地震和开发地震技术，近年来有了很大的进展。Rog O. Lindseth(1987)系统地阐述了合成声波测井的基本原理及在岩性和地层圈闭油气藏勘探中的应用；L. Szulyovszry(1987)给出了合成声波测井检测薄层的应用。下面仅介绍几种主要的方法。

一、波阻抗反演法(合成声波测井法)

波阻抗反演法实质是根据储层与围岩在速度上的差异特征识别储层并进行追踪。这类方法中使用较多也较为成熟的方法是地震道反演后的合成声波测井技术，也有人称伪速度测井。在碳酸盐岩和砂岩储集层中，国内外均有许多成功的实例和报道。其原理是从地震道记录反褶积消除子波影响得到反射系数序列，进而导出波阻抗或伪速度曲线，以时差-深度或时差-旅行时表示。因与井中实测声波测井曲线极为相似，故称合成声波测井。因此，它也可以像声波测井曲线那样用来划分岩性。由于地震道排列很密，用它转换的合成声波测井剖面就好似大量的声波曲线紧密排列，因此追踪储层就比单纯使用少量的测井曲线要真实可靠得多。合成声波测井剖面一般以时差分级彩色显示，纵坐标有时间域的，也可以是时深转换后深度域的。

利用合成声波测井剖面横向追踪储层并不复杂，其实质就是根据储层与其围岩速度上的差异，在剖面上标定出储层的位置，沿剖面分析速度(伪时差)横向变化规律，确定储层的横向变化及尖灭位置，达到储层预测或横向追踪的目的。如果是从井出发进行外推则把握性更高。该方法快速易行，直观明了。能否成功地追踪出储层的技术关键在如下几点：

① 合成声波测井剖面的处理精度、高质量地保持振幅剖面和实测声波资料是制作高

质量的合成声波测井剖面的必要条件，还要求有高水平的反演处理过程，包括振幅处理的精度、波形质量和获取低频及高频信息的程度，特别是要根据研究区的实际地质情况选取处理参数，以及处理成果的检验。

② 正确无误地标定出储层的层位，严谨求实地横向外推。这要求仔细分析区域和局部地区的速度-岩性、速度-深度等变化规律，特别是在有与储层速度相近的岩性存在时（如砂泥岩剖面内发育灰质泥岩），更要搞清各种岩性的速度差异。过井合成声波测井曲线与该井实测声波曲线的对比分析则是提高解释成功率的重要因素。因此，在岩性复杂地区提倡从井出发进行外推。无井区的储层预测往往较困难。

二、波形振幅分析方法

波形振幅分析方法是在二维或三维地震剖面上利用储层反射波的波形变化特征和振幅大小来观测储层的横向变化，其基本原理较简单，以著名的高速楔形体模型地震响应为例说明之。高速楔形体为厚层低速围岩包围时，其顶、底界面各自产生极性相反的反射波，在不同厚度区楔形体的反射特征各异，概括如下：

① 当楔形体地层厚度大于半个子波波长时，顶、底反射清晰可辨。波峰至波谷的视时差即为地层真厚度，这是厚层区。

② 当地层厚度在 1/4～1/2 波长之间时，顶、底两个反射波相互干涉，形成复合反射波，振幅增大，峰谷时差略小于地层真厚度，这是复波过渡区。

③ 当地层厚度小于 1/4 波长时，复合反射波呈近似单波状；峰谷时差为常数，不反映地层厚度，反射波振幅由 1/4 波长处的最大值开始随地层减薄而线性减小，这是薄层区，地层厚度包含在振幅信息内。

因此，根据上述反射波的波形特征就可横向追踪储层，得到储层的平面分布范围。若要定量追踪，在厚层区利用峰谷时差就可算出储层厚度，在薄层区利用反射波振幅值换算出储层厚度。这就是波形振幅分析方法横向追踪储层的简单原理。

要实现这一过程，首先应该针对工区内的地质条件制作各种厚度、形态储集体的理论地震模型，总结出在特定工区内识别储层反射模式。其次，也是至关重要的一环是在过井地震剖面上确认储层的地震响应（即层位标定），可以采用合成地震记录、VSP 记录、井资料时深转换等多种手段。在薄层区要定量估算储层厚度还需提取子波，制作振幅-厚度标定图版。这样就可以圈定储集体的分布范围，确定几何形态，绘制等厚图、等深图。

波形振幅分析方法用于定量追踪薄层储集体是一项极有价值的勘探技术，但是，该方法的成功应用也需具备一定的条件。

首先是工区的地质条件，利用振幅信息对薄层作定量解释必须限定在薄层地震响应不受相邻反射干扰的条件下，即薄层上下相邻波阻抗界面的距离应大于 1/4 波长。对于砂泥岩剖面，就是大套泥岩包围着薄层砂岩，或者是组厚度小于 1/4 波长的薄砂组。

其次，为提高薄砂层地震信息的接收和分辨能力，野外采集应采用高采样率和宽高频接收。同时要求采集系统各项参数保持均一稳定，使全部地震记录都建立在同一标准化振幅基础上。因此，目前使用较多、效果较好的都是高分辨率地震资料，而且为了更细致地观察波形变化，往往还要把常规剖面放大波形显示。

再者，资料处理时，任何有损振幅相对关系的流程均应严禁使用。此外，重点要解决子波提取及其稳定性问题，以便作高质量的定量解释图版。

三、三维地震技术

显然，三维地震的测网更密，地震反射空间归位更好，利用三维地震的垂直剖面横向追踪储层，其原理和方法跟波形振幅分析方法完全一致，而且更方便，效果也更好，这里不再赘述。实际上，三维地震资料横向追踪储层还有一个更简便的方法，就是利用水平切片。水平切片上的T图代表储层的顶面或底面的反射能量图，因此只要首先确定出储层的反射能量图后，按各切片时间圈在同一张图上就获得储层顶面或底面等T图，再给定速度就可转换成等深图。

当储层较厚，顶、底反射分开时，顶、底反射时差就是储层的厚度。

当储层较薄，同样有调谐效应，振幅与地层厚度存在相关关系，据此可以求出储层的厚度。

用三维地震的水平切片解释、追踪储层跟一般的波形振幅法相比具有一大优点，即无需为时差(或振幅)闭合与否担心，因为水平切片上的能量团本身就已呈闭合的等时线。

四、VSP技术

VSP技术的使用使我们有可能精确地记录并研究接近于任何反射层的反射子波振幅，因此，在VSP叠加剖面上就可直接得到储集层的反射信息。而且由于VSP采集可以得到井周围一定范围的反射记录，这样井中的储层地震响应就可以向外扩展，达到在井周围一定范围内横向追踪或预测储层分布的目的。横向追踪储层通常使用的是多偏移距VSP法和斜井VSP法。

多偏移距VSP做法有二：① 保持检波点不动，横向改变井口源距；② 保持井口源距不变，上下移动井内检波点，它们都能使目的层的反射点以等距离从井点“步开”，有利于跟踪井内已查明的反射界面逐步向外延伸，其横向追踪宽度可达数千米。当井较密时，VSP叠加剖面就可以覆盖至邻井。

斜井VSP相当于在大大靠近目的层的深处空间内进行高分辨率剖面观测，可以得到相当宽度目的层的清晰反射图像。

用VSP横向追踪储层时，在剖面上标定储层层位显然比较方便而且准确，因为钻井、测井和VSP记录都是在同一井眼内获取的，与其它地震方法相比，省去了时深转换这一难题。此时，即使在用波形振幅方法或其它方法追踪储层时，也尽可能利用VSP标定层位置。唯一困难的是有VSP记录的井往往较少，在需要大量地追踪储层时，会显得资料不够。而且单纯使用VSP剖面追踪得出的只能是储层在一个剖面上的信息，难以得到平面上和空间上储层的信息，因此，必须将VSP与其它方法结合使用，才能弥补其不足，发挥其优势。

五、一维和二维地震模型技术

地震记录中，即使是模拟磁带记录，其波形特征中也蕴藏着岩性信息。模型技术就是将地震道上的波形与岩性二者对应起来，以确定储层的响应，并分析追踪之。其方法步骤是这样的：熟练掌握工区地下地质规律及各种岩性或岩性段的地震反射特征，建立各种岩性的速度-深度关系，以地震剖面反射特征和已知岩性的声速特征，设计不同的岩性组合模型，制作理论地震记录与实际地震剖面对比。若二者基本相似，证明岩性预测正确；若差异较大，可通过调整岩性组合模型和声速资料，直到所得的理论记录与实际剖面最佳逼近为止。

一维模型追踪储层应该从已知井开始。用声波测井资料制作合成记录。首先确定出储层在地震剖面上的位置，然后逐步改变地层模型，模拟储层的横向变化并不断地制作一维模型，与地震剖面进行对比分析，追踪储层直至邻井或尖灭处。二维模型用于追踪储层要求研究人员对工区储层的分布规律、空间变化形态有较详细的了解，这也应该从已知井出发。

实践证明，该方法不仅能验证岩性、岩相的横向变化趋势，还可以定量地追踪储层，而且原理简单，操作方便，宜于在微型机上实现。但要成功准确地横向追踪储层，还需要一定的条件：

首先是实际地震剖面尤其是在目的层附近的反射资料品质要好，波形清楚。

其次是目的层不能太薄，储层的反射不应受上下围岩反射的干扰。但在大套泥岩包裹薄层储集体时，反射波清晰，处于这种地质条件下的储层即使很薄，也能用该方法追踪。

第三是制作理论地震模型时的参数选择必须适当，理论子波的频率尤其重要，使用声波测井曲线必须进行解释加工。

第四是研究人员必须熟练掌握工区的地质特征，包括速度-岩性、速度-深度以及岩性组合、反射模式等，因为在设计和修改地层模型时灵活性很大。

六、频谱分析方法

在入射子波已知的情况下，影响薄层反射波谱的主要因素是地层厚度。当地层厚度等于入射波调谐厚度 1/4 子波波长时，其反射波频谱第一周期内的主频值与入射子波主频相同；当地层厚度减小时，反射波谱主频偏高，反之偏低。频率随层厚的这种偏移可以用积分能谱来预测，积分能谱即是对应某种频率的部分能，常用部分能占总能谱的百分数来表示，即

$$E(f)=\frac{100\int_{100}^{f}A(f)A^{*}(f)\mathrm{d}f}{\int_{10}^{60}A(f)A^{*}(f)\mathrm{d}f}$$

式中 $A(f)$——频谱成分的振幅；

$A^{*}(f)$——是 $A(f)$的共轭复数。

在二维平面上，以主频值为纵坐标，地层厚度或反射记录道为横坐标，以积分能谱百分数为参数绘制等值线。根据等值线的形态特征可以预测储层的存在并估计其横向上厚度的变化。为此，需要针对工区地质特征，制作各种形态及岩性组合地质模型的理论能谱图，以此作为识别并估计地层变化的模式，这就可以定性、半定量地追踪储层。

利用频谱分析定量地追踪储层的方法原理如下：理论分析表明，反射系数序列的振幅谱是一个多周期的函数，随层厚增加，谱极值个数增加，每一周期内的峰值频率都向着低频方向移动。反射系数振幅谱的各峰值频率与层厚有严格的函数关系式，即

$$f_i=\frac{2i-1}{2DT}$$

$$f_i-f_{i-1}=\frac{1}{DT}$$

式中 f_i—— 第 i 周期内的峰值频率，Hz；

DT—— 地层的双程旅行时即层厚，s。

对于反射波频谱，峰值频率与地层厚度也呈反比关系。因此，反射波谱峰值频率取决于地层厚度，可以像利用复合波振幅值求薄层厚度那样，绘制峰值频率与地层厚度的标定

曲线，利用峰值频率值计算地层厚度。

实现上述方法，也应该从井出发，首先标定出储层的地震响应，尔后开一个时窗作频谱分析，在频率域追踪储层。

频谱分析方法将储层横向追踪由深度域、时间域转入频率域，开辟了一个新的途径。在作频谱运算时，考虑到储层的反射信息不应受相邻波阻抗界面上反射的干扰，时窗长度应受限制。一般的傅氏变换可能造成频谱畸变，而且其分辨率也有限，因此提倡使用最大熵谱方法。

上述六种横向追踪储层的地震技术实际上是从地震波的不同方面，突出某一方面信息的解释方法，它们各有优缺点，也各有一定的适用条件和限制。如果将上述几种方法综合利用，就能发挥它们各自的优势，互相补充，互相验证，提高储层追踪的成功率。例如，常用合成地震记录、VSP来标定储层层位；波形振幅方法、合成声波测井等同时使用，而用二维模型技术验证解释成果。同时，使用地震技术追踪储层必然涉及井中地质、测井信息，因此充分地、尽可能多地综合使用地质、测井和地震多种信息，发挥沉积学理论和地震地层理论的指导作用，完全能定性和定量地横向追踪储层。

第五节　储层地质模型

一、概念与意义

在油气田的评价阶段和开发阶段，储层研究以建立定量的三维储层地质模型为目标，这是油气勘探、开发深入发展的要求，也是储层研究向更高阶段发展的体现。现代油藏管理的两大支柱是油藏描述和油藏模拟。油藏描述的最终结果是油藏地质模型，而油藏地质模型的核心是储层地质模型。

储层地质模型是指定量反映储层地质特征及其分布的数字化模型。广义地讲，储层地质模型包括一维模型、二维模型和三维模型。

一维模型实际上为井模型，即沿井轨迹所反映的储层地质特征，如沉积微相、砂体、隔夹层、孔隙度、渗透率、含油饱和度等。

二维模型包括平面和剖面模型，反映储层地质特征在平面和剖面上的分布。油田生产部门常作的小层平面图、油层剖面图即为简单的二维模型。除此之外，油田生产部门还经常编制一种准三维图件，即栅状图，或称油层连通图。

油层连通图是由多条油层剖面图综合组成的立体图，它反映了多个油层在各个方向上的岩性、岩相及层间连通情况。在油田开发工作中，一般以砂层组为单元进行编图，其编制步骤如下：① 编制小层数据表。② 选择作图比例尺，纵、横比例尺应视研究目的和编图区的范围及单层厚度而定。若单层太薄，为使图幅清晰，可适当放大纵比例尺。③ 绘制井位图，并进行坐标变换，常用的方法是用等角度投影法将直角坐标改成菱形坐标网(图 7-7)。④ 绘制各井的单井模型，即按所确定的纵比例尺，在井位点旁绘制该井层柱，按深度标出各单层的顶、底界线，按分井单层划分数据表中所给的自然小层数据，按图 7-8

的格式，将小层号、砂层厚度、有效厚度、渗透率等数据标注于图上。⑤ 连接井间小层对比线。连线不宜太多，一般按左右成排、前后斜行连线。连线相遇则断开以避免交错。⑥ 注释射孔井段、渗透率分级符号（可用符号或色谱按分级界限注释于图上）。

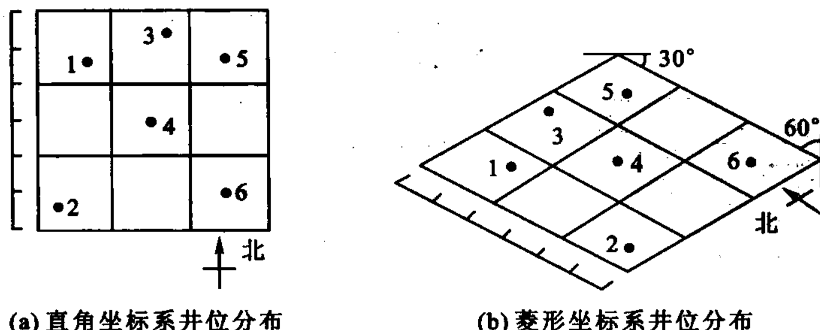
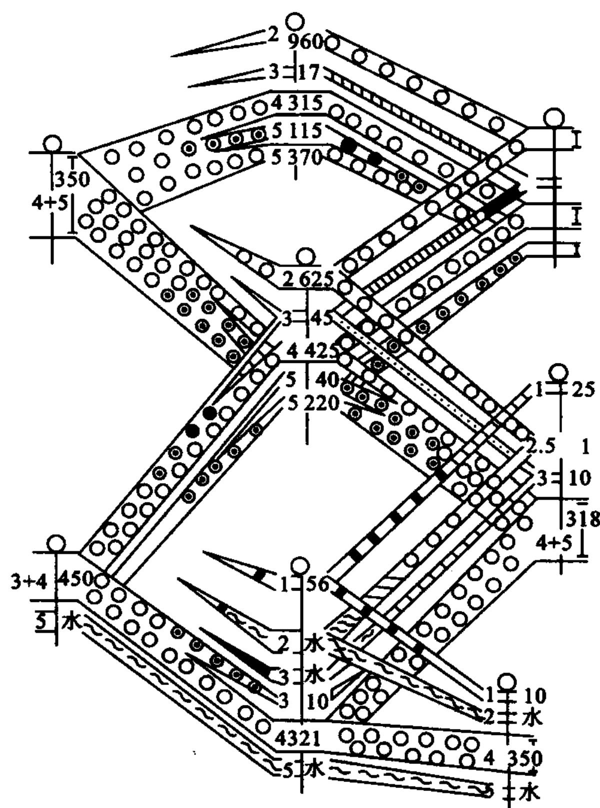


图 7-7　等角度投影法将直角坐标系变为菱形坐标系（据杨寿山，1978）

然而，真正意义上的储层地质模型为三维模型，即反映储层地质特征三维分布的数字化模型。20 世纪 80 年代以后，国外为了三维油藏数值模拟的需要，利用计算机技术，逐步发展出一套利用计算机存储和显示的三维储层模型，即把储层三维网块化（3D griding）后（图 7-9），对各个网块（grid）赋以各自的参数值，按三维空间分布位置存入计算机内，形成了三维数据体。现代计算机技术可提供十分完美的三维图形显示功能，通过任意旋转和不同方向的切片而从不同角度显示储层的外部形态及其内部特点，并进行各种运算和分析。地质人员和油藏管理人员可据此三维图件进行三维储层非均质分析、储量计算以及进行油藏开发管理。

从本质上讲，三维储层建模是从三维的角度对储层进行定量的研究并建立其三维模型，其核心是对井间储层进行多学科综合一体化、三维定量化及可视化的预测。与传统的二维储层研究相比，三维储层建模（图 7-10）能更客观地描述储层，克服了用二维图件和准三维图件描述三维储层的局限性，从而有利于油田勘探开发工作者进行合理的油藏评价及开发管理。



○井位

小层编号	砂层厚度/m	有效厚度/m	渗透率/($10^{-3}\mu m^2$)	射孔段
2			1 040	1

○1　●4
○2　• 5
◎3　～6

图 7-8　油层连通图（据杨寿山，1978）

1—渗透率大于 $500\times10^{-3}\ \mu m^2$；2—渗透率为 $(300\sim500)\times10^{-3}\ \mu m^2$；3—渗透率为 $(100\sim300)\times10^{-3}\ \mu m^2$；4—渗透率为 $(50\sim100)\times10^{-3}\ \mu m^2$；5—渗透率小于 $50\times10^{-3}\ \mu m^2$；6—水层

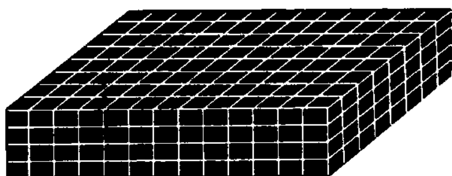


图 7-9　储层的三维网格化

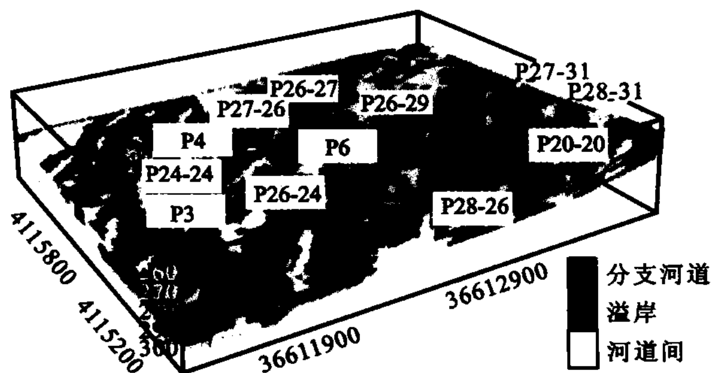


图 7-10　长庆安塞油田某区三维相模型

二、储层地质模型的分类

储层地质模型的研究在近十多年来发展很快，不同学者从不同方面提出了不同的储层模型。

1. 按储层表征内容的分类

按照储层模型所表述的内容，可将储层地质模型分为储层相(结构)模型、储层参数分布模型、裂缝分布模型等。

(1) 储层相模型(储层结构模型)

储层相模型为储层内部不同相类型的三维空间分布。实际上，三维相建模就是定量描述储集砂体的大小、几何形态及其三维空间的分布，即建立储层结构模型。油田开发生产实践表明，相带分布强烈地影响地下流体的流动。同时，岩石物性的变化与相类型极为相关。对于多相分布的储层来说，合理的相模型是精确建立岩石物性模型的必要前提。

储层结构(reservoir architecture)，亦称储层构型，是指储层及其内部构成单元的大小、几何形态及其在三维空间的分布。这一模型是储层地质模型的骨架，也是决定油藏数值模拟中模拟网块大小和数量的重要依据。储层结构模型的核心是沉积模型。不同的沉积条件会形成不同的储层结构类型。壳牌石油公司 K. J. Weber 和 L. C. Van Geuns (1990)将不同沉积相形成的储层结构类型归纳为三类，即千层饼状(layercake)储层结构、拼合板状储层结构(jigsaw-puzzle)和迷宫状(labyrinth)储层结构(图 7-11)。

① 千层饼状储层结构(图 7-11a)。这类储层结构的主要特征为：a. 由分布宽广的砂体叠合而成，为同一沉积环境或沉积体系形成的层状砂体；砂体连续性好，单层砂体厚度不一定完全一致，但厚度是渐变的。b. 砂体水平渗透率在横向上没有大的变化，单层垂向渗透率在横向上也是渐变的。c. 单层之间的界线与储层性质的变化或阻流界线一致。具有这类储层结构的沉积砂体在陆相主要为湖泊席状砂、风成砂丘等；海岸相主要有障壁砂坝、海岸砂脊、海侵砂；海相主要有浅海席状砂、滨外砂坝和外扇浊积体。

② 拼合板状储层结构(图 7-11b)。这类储层结构的主要特征为：a. 由一系列砂体拼合而成，而且单元之间没有大的间距。b. 砂体连续性较好。储层内偶尔夹有低渗透或非渗透层，某些重叠砂体之间也存在非渗透隔层。c. 砂体之间会出现岩石物性的突变，某些砂体内部的岩石物性存在着很强的非均质性。组成这类储层结构的砂体成因类型在陆相环境主要有辫状河砂体、点坝、湖泊-冲积混合沉积和风成-干谷混合沉积；在海岸环境

主要为沉积相复合体，如障壁坝-潮道充填复合体、河道充填-河口坝复合体等具有较高砂地比的沉积复合体；在海洋环境主要有风暴砂透镜体和中扇沉积体。

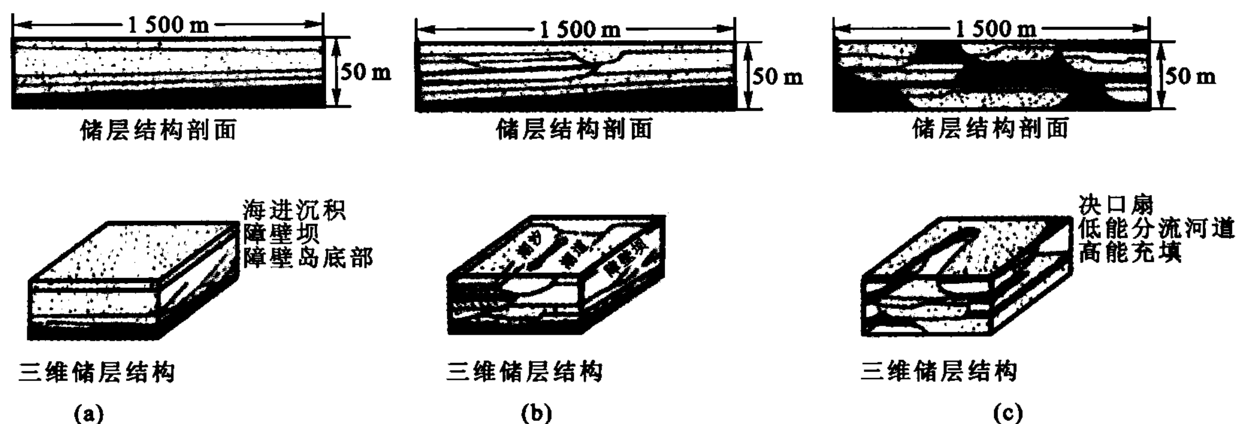


图 7-11 储层结构类型(据 K. J. Weber 和 L. C. Van Geuns，1990)

③ 迷宫状储层结构(图 7-11c)。这类储层结构的主要特征为：a. 是小砂体和透镜状砂体的十分复杂的组合。b. 砂体连续性常具方向性，在剖面上不连续，在平面上不同方向的连续性也不一样。c. 部分砂体之间为薄层席状低渗透砂岩所连通。属于这类储层结构的砂体成因类型在陆相主要为低弯度河道充填砂体、具低砂地比的冲积沉积；在滨岸相主要为低弯度分流河道沉积；在海洋环境主要为上扇浊积岩、滑塌岩及具低砂地比的风暴沉积。这类砂体的确定性对比很难，在井距小的地区才可进行详细的对比。

(2) 储层参数分布模型

储层参数在三维空间上的变化和分布即为储层参数分布模型(图 7-12)，属于连续性模型(continuous model)的范畴。储层参数如孔隙度、渗透率、含油饱和度等属于连续性变量。

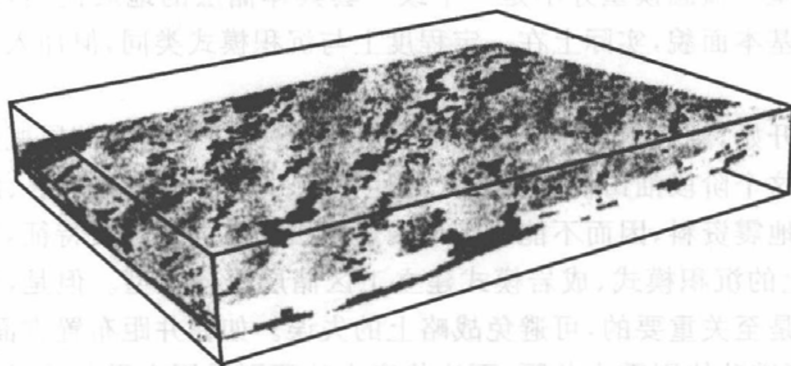


图 7-12 长庆安塞油田某区三维孔隙度模型

在储层参数建模中，一般要建立三种参数的分布模型，即孔隙度模型、渗透率模型和含油(或含水)饱和度模型。孔隙度模型反映储存流体的孔隙体积分布，渗透率模型反映流体在三维空间的渗流性能，而含油饱和度模型则反映三维空间上油气的分布。这三种模型对于油藏评价及油气田开发均有很重要的意义。

(3) 储层裂缝分布模型

裂缝分布模型可分为两类，其一为二维裂缝密度模型，表征裂缝的发育程度；其二为

三维裂缝网络模型，表征裂缝类型、大小、形状、产状、切割关系及基质岩块特征等，如图 7-13所示。

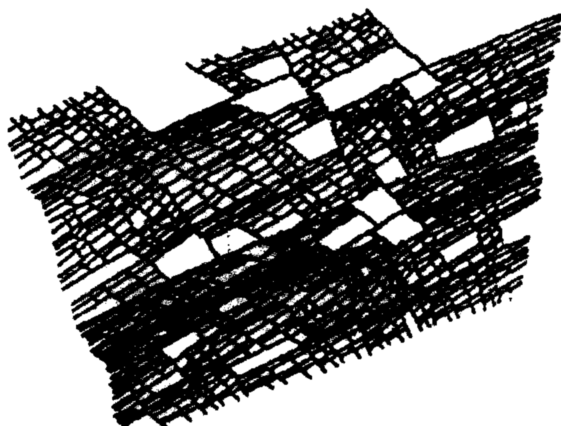


图 7-13 裂缝模型的平面切片

2. 按开发阶段及模型精度的分类

在油藏评价至油田开发的不同阶段，均可建立储层地质模型，以服务于不同的勘探、开发目的。随着油藏勘探、开发程度的不断深入，基础资料不断丰富，所建模型的精度也越来越高。当然，与此同时，油田开发管理对储层模型精度的要求也越来越高。据此，可将储层地质模型分为三大类，即概念模型(conceptual model)、静态模型(static model)和预测模型(predictable model)(裘亦楠，1991)，体现了不同开发阶段不同开发研究任务所要求的不同精细程度的储层地质模型。

(1) 概念模型

针对某一种沉积类型或成因类型的储层，把它具代表性的储层特征抽象出来，加以典型化和概念化，建立一个对这类储层在研究地区内具有普遍代表意义的储层地质模型，即为所谓的概念模型。概念模型并不是一个或一套具体储层的地质模型，而是代表某一地区某一类储层的基本面貌，实际上在一定程度上与沉积模式类同，但加入了油田开发所需要的地质特征。

从油田发现开始，到油田评价阶段和开发设计阶段，主要应用储层概念模型研究各种开发战略问题。这个阶段油田仅有少数大井距的探井和评价井的岩心、测井及测试资料以及二维和三维地震资料，因而不能详细地描述储层细致的非均质特征，只能依据少量的信息，借鉴理论上的沉积模式、成岩模式建立工区储层概念模型。但是，这种概念模型对开发战略的确定是至关重要的，可避免战略上的失误。如在井距布置方面，席状砂体可采取大井距布井，河道砂体则需小井距，而块状底水油藏则采用水平井效果最好。

(2) 静态模型

针对某一具体油田(或开发区)的一个(或)一套储层，将其储层特征在三维空间上的变化和分布如实地加以描述而建立的地质模型，称为储层静态模型。

这一模型主要为编制开发方案和调整方案服务，如确定注采井别、射孔方案、作业施工、配产配注及油田开发动态分析等。

20 世纪 60 年代以来，我国各油田投入开发以后都建立了这样的静态模型，但大都是手工编制和二维显示的，如各种小层平面图、油层剖面图、栅状图等。80 年代以后，国外

利用计算机技术，逐步发展出一套利用计算机存储和显示的三维储层静态模型。

(3) 预测模型

预测模型是比静态模型精度更高的储层地质模型。它要求对控制点间(井间)及以外地区的储层参数能作一定精度的内插和外推的预测。

实际上，在建立静态模型时，也进行了井间预测，但精度不高，这主要是为技术条件和资料程度所限。地震资料覆盖面广，但分辨率不足以确定三维空间任一点的储层参数绝对值，而井资料虽然垂向分辨率高，但由于井距的限制不能代表整个三维储层。在目前条件下，采用的各种井间预测的地质统计学方法亦不能确切表征井间任意一点的储层参数绝对值。

预测模型的提出，是油田开发深入的需求，因为在二次采油之后地下仍存在有大量剩余油需进行开发调整、井网加密或进行三次采油，因而需要建立精度很高的储层模型和剩余油分布模型。为了适应注水开发中后期及三次采油对剩余油开采的需求，需要在开发井网(一般百米级条件下)将井间数十米甚至数米级规模的储层参数的变化及其绝对值预测出来。

三、储层建模基本步骤

三维建模一般遵循从点—面—体的步骤，即首先建立各井点的一维垂向模型，其次建立储层的框架(由一系列叠置的二维层面模型构成)，然后在储层框架的基础上，建立储层各种属性的三维分布模型。一般来说，广义的三维储层建模(即三维油藏建模)过程包括三个主要环节，即数据准备、地层-构造建模和储层属性建模。根据三维地质模型，可进行各种体积计算。如果要将储层模型用于油藏数值模拟，应对其进行粗化。

1. 数据准备

储层建模是以数据库为基础的。数据的丰富程度及其准确性在很大程度上决定着所建模型的精度。

从数据来源来看，建模数据包括岩心、测井、地震、试井、开发动态等方面的数据。从建模内容来看，基本数据类型包括以下四类。

① 坐标数据：包括井位坐标、地震测网坐标等。

② 分层数据：各井的油组、砂组、小层、砂体的划分对比数据；地震资料解释的层面数据等。

③ 断层数据：断层位置、断点、断距等。

④ 储层数据：储层数据是储层建模中最重要的数据。包括井眼储层数据、地震储层数据及试井储层数据。

井眼储层数据为岩心和测井解释数据，包括井内相、砂体、隔夹层、孔隙度、渗透率、含油饱和度等数据(即井模型)，这是储层建模的硬数据(hard data)，即最可靠的数据；地震储层数据主要为速度、波阻抗、频率等，为储层建模的软数据(soft data)，即可靠程度相对较低的数据。试井(包括地层测试)储层数据包括两个方面，其一为储层连通性信息，可作为储层建模的硬数据；其二为储层参数数据，因其为井筒周围一定范围内的渗透率平均值，精度相对较低，一般作为储层建模的软数据。

2. 地层-构造建模

构造模型反映储层的空间格架。因此，在建立储层属性的空间分布之前，应进行构造

建模。构造模型由断层模型和层面模型组成。

断层模型实际为三维空间上的断层面，主要根据地震解释和井资料校正的断层文件，建立断层在三维空间的分布。层面模型为地层界面的三维分布，叠合的层面模型即为地层格架模型。建模的基础资料主要为分层数据，即各井的层组划分对比数据及地震资料解释的层面数据等。一般是通过插值法（亦可应用随机模拟方法），应用分层数据，生成各个等时层的顶、底层面模型（即层面构造模型），然后将各个层面模型进行空间叠合，建立储层的空间格架。

3. 储层属性建模

在对构造模型进行三维网格化（3D griding）后，即可利用井数据和（或）地震数据，按照一定的插值（或模拟）方法对每个三维网块进行赋值，建立储层属性（离散和连续属性）的三维数据体，即储层数值模型。一般来说，首先建立相模型，然后在相模型的控制下建立参数分布模型，即"相控建模"。

储层建模的核心是井间储层预测。以图 7-14 为例，该图有四口井，各井具有确定的孔隙度值，井间孔隙度则是不确定的、需要预测的。井间预测方法很多，大体可分为两大类，即确定性预测方法（对应的建模方法称为确定性建模）、随机模拟预测方法（对应的建模方法称为随机建模）。

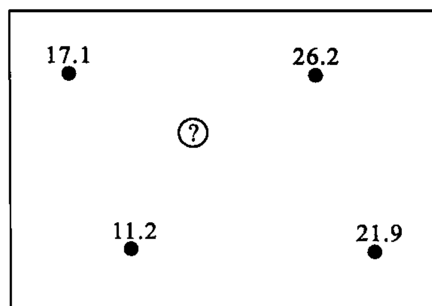


图 7-14 井间预测问题

(1) 确定性建模

确定性建模是对井间未知区给出确定性的预测结果，即试图从具有确定性资料的控制点（如井点）出发，推测出井间确定的、唯一的储层参数。确定性建模的方法主要有储层地震学方法、储层沉积学方法及地质统计学克里金方法。其中，储层地震学方法主要应用地震资料，利用地震属性参数，如层速度、波阻抗、振幅等与储层岩性和孔隙度的相关性进行横向储层预测，继而建立储层岩性和物性的三维分布模型。储层沉积学方法主要是在高分辨率等时地层对比及沉积模式基础上，通过井间砂体对比建立储层结构模型。地质统计学克里金方法则以变差函数为工具进行井间插值而建立储层参数分布模型。三者可单独使用，亦可结合使用。

(2) 随机建模

在资料不完备以及储层结构空间配置和储层参数空间变化比较复杂的情况下，人们难于掌握任一尺度下储层确定的且真实的特征或性质，也就是说，在确定性模型中存在着不确定性。因此，人们广泛应用随机建模方法进行储层建模。所谓随机建模，是指以已知的信息为基础，以随机函数为理论，应用随机模拟方法，产生可选的储层模型的方法，亦即对井间未知区应用随机模拟方法给出多种可能的预测结果。这种方法承认控制点以外的储层参数具有一定的不确定性，即具有一定的随机性。因此采用随机建模方法所建立的储层模型不是一个，而是多个，即针对同一地区，应用同一资料、同一随机模拟方法可得到多个模拟实现，即所谓可选的储层模型，如图 7-15 所示。通过各模型的比较，可以了解由资料限制而导致的井间储层预测的不确定性，以满足油田开发决策在一定风险范围的正确性。若将这些实现用于三维储量计算，则可得出一个储量分布，而不是一个确定的储量值，因此，可以更客观地了解地下储量，从而为开发决策提供重要的参考依据。随机模拟

方法很多，主要有示性点过程、序贯高斯模拟、截断高斯模拟、序贯指示模拟、分形模拟等。

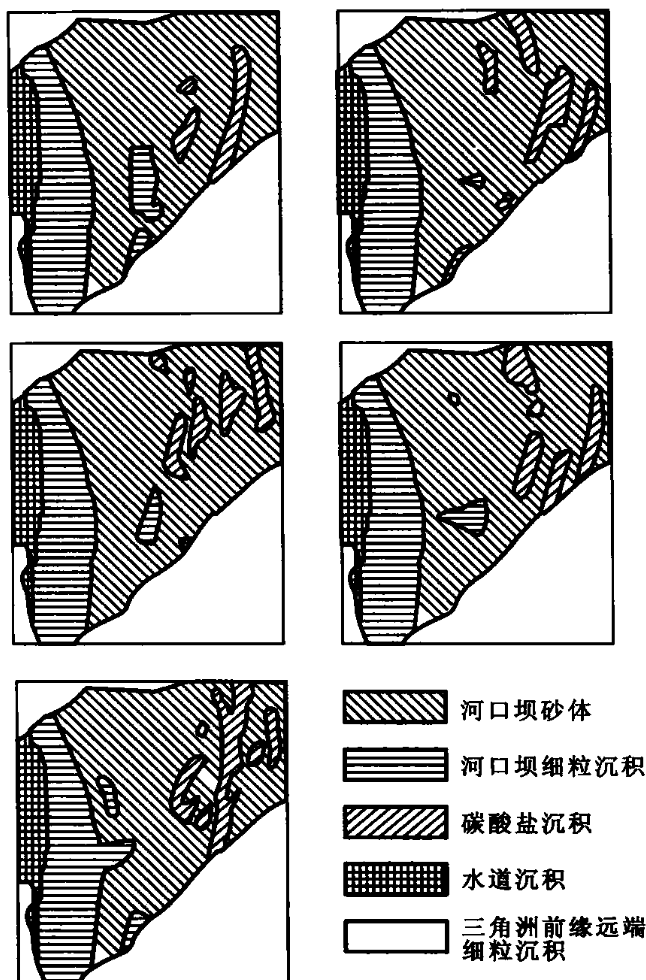


图 7-15 随机建模的不同实现，示三维相模型的水平切片（据 Dasmslesh 等，1992）

影响模型精度的因素很多，但主要为以下三个方面：

① 资料丰富程度及解释精度。不难理解，资料丰富程度不同，所建模型精度亦不同。对于给定的工区及给定的赋值方法，可用的资料越丰富，所建模型精度越高。另一方面，对于已有的原始资料，其解释的精度亦严重影响储层模型的精度。如沉积相类型的确定，涉及应用何种地质概念模式来建立储层三维相模型；储层孔隙度、渗透率、含油饱和度的测井解释精度则决定了储层参数建模所依赖的硬数据的可靠性。

② 赋值方法。赋值方法很多，就井间插值（或模拟）而言，有传统的插值方法（如中值法、反距离平方法等）、各种克里金方法、各种随机模拟方法等。不同的赋值方法将产生不同精度的储层模型。因而，建模方法的选择是储层建模的关键。

③ 建模人员的技术水平。包括储层地质理论水平及对工区地质情况的掌握程度、计算机应用水平及对建模软件的掌握程度。

四、河流相储层模型的建立实例

下面以河流相点坝模型为例来说明储层模型的建立程序。

目前碎屑岩储层中 53% 的储量储集于河流相储层中，大庆油田 48% 的石油储量聚集在曲流河储层中。河流相储层模型的建立对于我国陆相碎屑岩储层的勘探和开发具有十

分重要的意义。

河流相点坝砂体由三个要素组成,即侧积面、侧积层和侧积体(图 7-16)。

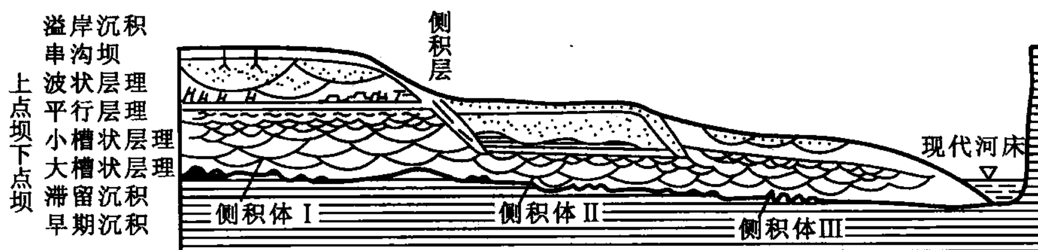


图 7-16 河流相点坝砂体的模型

两次洪水期之间(两个侧积层之间)形成的砂体叫侧积体。

侧积面相当于一个时间面,是一个复杂的倾斜面,其倾斜方向向着河流中心,其倾角约 5°～50°。侧积面之上和之下的沉积构造、岩性及其产状都不相同。

侧积层是两个侧积体之间的泥和粉砂质夹层。其剖面上呈楔状,厚度很薄,一般几十厘米至 1 m。平面上的分布呈新月形。侧积层是在落水期低能环境中形成的沉积物。

侧积体是在洪水期的高能环境中形成的沉积物。剖面上呈叠瓦状分布,其厚度约 3～5 m,各侧积体的大小不同。

侧积层是重要的泥质夹层,把不同时期形成的侧积体分割开。为了弄清侧积层的分布特征,要对侧积层的分布频率和位置进行统计。

例如,薛培华等对拒马河点坝砂体的侧积层进行了描述统计,在注水井到生产井之间 250 m 的井间距内有五个侧积层,每个侧积层倾角 60°。得到如图 7-17 所示的点坝储层的静态模型。利用此静态模型,进行开发数值模拟。其模拟结果为:全注水时的采收率为 33.15%,水气混注时的采收率为49.13%。此结果已在实践中得到了验证。

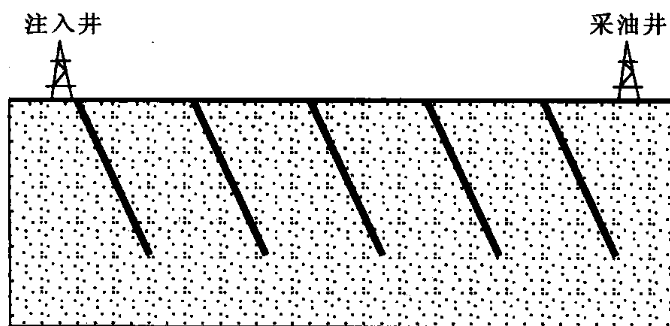


图 7-17 拒马河点坝砂体的静态模型

在河流相储层模型的建立过程中,需要对河道砂体的宽度进行预测。常用下列统计方法对河道砂体的宽度进行预测。

1. 用曲率及河床形态的关系确定河床砂体的宽度

河流曲率常用 P 表示,当 $P>1.3$ 时,表明河流为曲流河。P 可以根据其砂体的平面分布确定。

$$P=K_0\sqrt{B}/H$$

式中 K_0——统计系数;

B——河床的宽度;

H——河流的深度,可用砂体厚度代替。

若河流的曲率 P,砂体的厚度 H 已知,则可据上式求得河床砂体的宽度。

河流的曲率有如下几种求法:

Gauoway 通过对某些河流的统计表明：

$$P=0.94M^{0.25}$$

式中 M——粒度分析中悬移载荷的含量。

求得 P 和 H，可根据 $P=K_0\sqrt{B}/H$ 求宽河床砂体的宽度 B。在此基础上，建立起河床砂体的分布模型。

2. 根据地震横向追踪技术确定砂体的延伸范围

3. 储层物性参数的空间展布

在关键井解释模型确定的基础上，通过多井测井解释技术，获得各层在各井的有效厚度、孔隙度、渗透率、含油饱和度等物性参数。在砂体展布模型的基础上，通过计算机绘图，以平面图或立体网格的形式将各层的物性参数在空间上的分布状态显示出来，为开发方案的调整提供地质依据。图 7-18 为渗透率的空间展布模型。

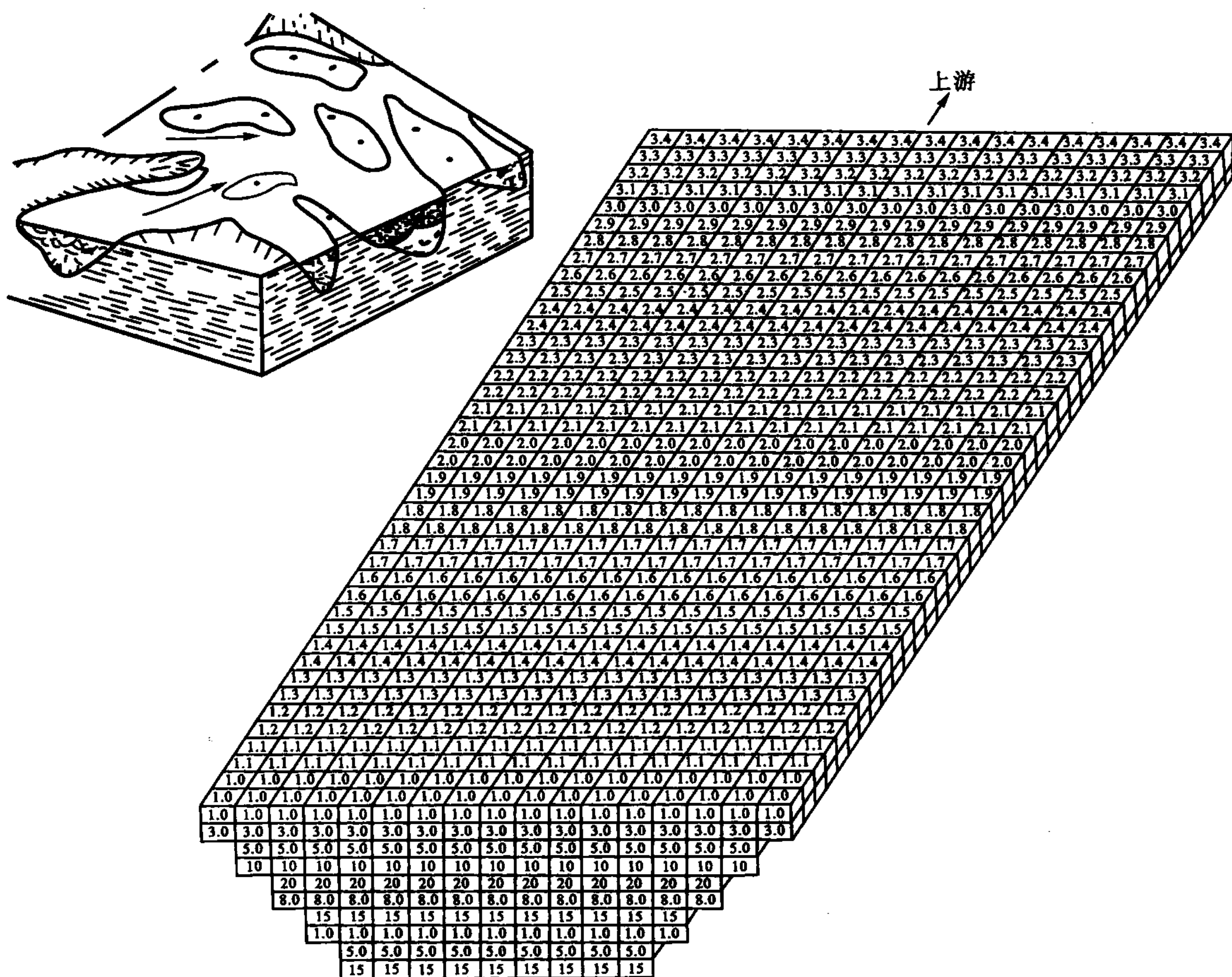


图 7-18 渗透率空间展布模型

第八章　储层综合分类及评价

为了适应油气勘探开发的需要，储层综合分类评价的研究已日趋多学科性和综合性，各种学科的基础知识都得到了广泛应用，包括沉积岩石学、岩相古地理学、构造地质学、油层物理学、渗流力学、地球物理勘探和测井、地球化学、数学地质、地质统计学等。计算机的普及和开发应用，为储层综合分类评价从定性化转向定量化奠定了基础。事实证明，早期的评价有助于油气的勘探工作，中后期的评价能够为合理开发油气田和提高油气采收率提供地质基础。

按储层孔隙结构特征来进行分类评价早在20世纪50年代就已开始，陆续出现了一些储层分类和评价标准，如Levorsen给出的孔隙度和渗透率分类评价标准，Robison给出的岩石表面结构和毛细管压力特征评价标准，Wm・Wekeng提出的依据压汞饱和度为20%时对应的孔喉大小分类的标准等，但这些分类评价方法都是较简单粗糙的、定性的，还没有形成完整的体系，更没有结合油田的生产动态资料，因此实用性不太强。到了80年代以后，储层研究形成高潮，工作范围也在逐步扩大，包括单井储层评价、区域储层评价、开发储层评价、地震储层评价、测井储层评价、储层敏感性评价、计算机定量化储层评价以及建立储层研究数据库等，国内各研究单位、大专院校都在发挥“多兵种协同作战”的优势，掀起了储层研究热，不断提出一些新方法、新技术，但总的趋势都是计算机化、定量化。

第一节　碎屑岩储层的综合分类评价

一、根据砂岩的孔隙类型和毛管压力特征的分类评价方法

王允诚等(1980)根据我国四个大区12个油田1 000多块砂岩井下岩样所作的水银注入法毛管压力-饱和度曲线资料，并结合铸体薄片有关孔隙类型的鉴定，提出了根据孔隙类型和毛管压力特征来进行分类评价的方法。

分类评价考虑到以下几种分析依据：

以原生粒间孔及次生溶蚀孔为主要孔隙类型的砂岩具有高孔隙度、高渗透率和低排驱压力、低饱和度中值毛管压力以及低的最小非饱和孔隙体积百分数的特征。当同时含有微裂缝时可以改善渗透率；而当含有较多的杂基内微孔时，则会大大降低渗透率，同时

也会降低孔隙度。

以杂基内微孔隙、晶体再生长晶间孔隙为主要孔隙类型的砂岩则具有低—中等的孔隙度、低渗透率和高排驱压力、高饱和度中值毛管压力以及高的最小非饱和孔隙体积百分数的特征。粒间孔的存在并不会改善它的渗透率，只有当含有较多的构造裂缝或经过较强的溶蚀作用时，这类砂岩才有可能具有较高的初产量。

颗粒内溶孔及胶结物晶间溶孔一般为数不多，不是砂岩储集岩的主要孔隙类型。层理及纹理缝、胶结物的晶间孔隙、粘土或其它组分的收缩孔只占总孔隙体积的很小部分。它往往表现在毛管压力注入曲线的尾部或者是水银不能压入的空间。

实际的砂岩储集岩常常属于组合的孔隙类型，即同时可以存在多种孔隙，而这些孔隙还以各种形式组合在一起。尽管如此，大量的观察发现，在砂岩中其孔隙大小和喉道大小一般是有密切关系的。

对我国一些主要砂岩储集岩的油气层，可以归纳为以下四种主要的储集类型（表 8-1、图 8-1）。

表 8-1 根据砂岩储集岩的孔隙类型、毛管压力参数的分类评价（王允诚等，1981）

类别	亚类	孔隙类型		粒度范围	物性		汞毛管压力特征			最大连通孔喉半径/μm	评价
		主要的	次要的		孔隙度/%	渗透率/(10^{-3} μm²)	排驱压力/(10^{-1} MPa)	饱和度中值毛管压力/(10^{-1} MPa)	最小非饱和孔隙体积百分数/%		
Ⅰ	a	A或E	B,I,C	细中(粗)	>25	>600	<0.2	0.7~2	<20	<37.5	非常好
	b	A或E	B,D,C	中 细	20~30	100~600	0.2~1	2~15	<20	7.5~37.5	很好
	c	A或E或B	C	中细极细	20~30	100~300	0.2~1	15~30	<30	7.5~37.5	好
Ⅱ	a	B和G	A,E,I	细 极细	13~20	10~100	1~3	15~30	20~35	2.5~7.5	中上等
	b	B和G	A,E	细 极细	13~20	5~50	3~5	5~15	20~35	1.5~2.5	中等
	c	B和G	E	细 粉	12~18	1~20	5~7	15~50	25~35	1.07~1.5	中下等
Ⅲ	a	B或F	D,I	细 极细	9~12	0.2~1	7~9	30~60	25~45	0.83~1.07	差
	b	B或F	D,H	细 粉	7~9	0.1~0.5	9~11	60~90	35~45	0.68~0.83	很差
Ⅳ		B或F	H	极细 粉	<6(油) <4(气)	<0.1	>11	>90	>45	<0.68	非储层

注：A—粒间孔隙；B—杂基内微孔隙；C—矿物解理缝和岩屑内粒间微孔；D—纹层及层理缝；E—各种溶孔；F—晶体再生长晶间隙；G—成岩期胶结物充填未满孔和胶结物晶间孔；H—粘土及其它组分收缩形成的孔隙；I—构造裂缝

1. 好到非常好的储层

主要的孔隙类型为原生的粒间孔隙或次生的溶蚀孔隙，为Ⅰ类储层。虽然含有少量的杂基及胶结物，使一部分大孔隙为小喉道所控制，但是主要的孔隙半径都大于7.5 μm。各种微裂缝及纹层和层理缝的存在可以进一步改善其渗透率，使产能增加。根据杂基和胶结物含量的多少，以及各种裂缝的数量，可以将该类储层划分成三个亚类。

砂岩的毛管压力曲线为粗歪度、分选好的类型。当杂基及胶结物充填部分孔隙时，呈现出孔喉分选不太好的趋势。但总的来说，仍属粗歪度。其粒度范围主要是细粒和中粒，有些粗砂岩也可以是好的储集岩。

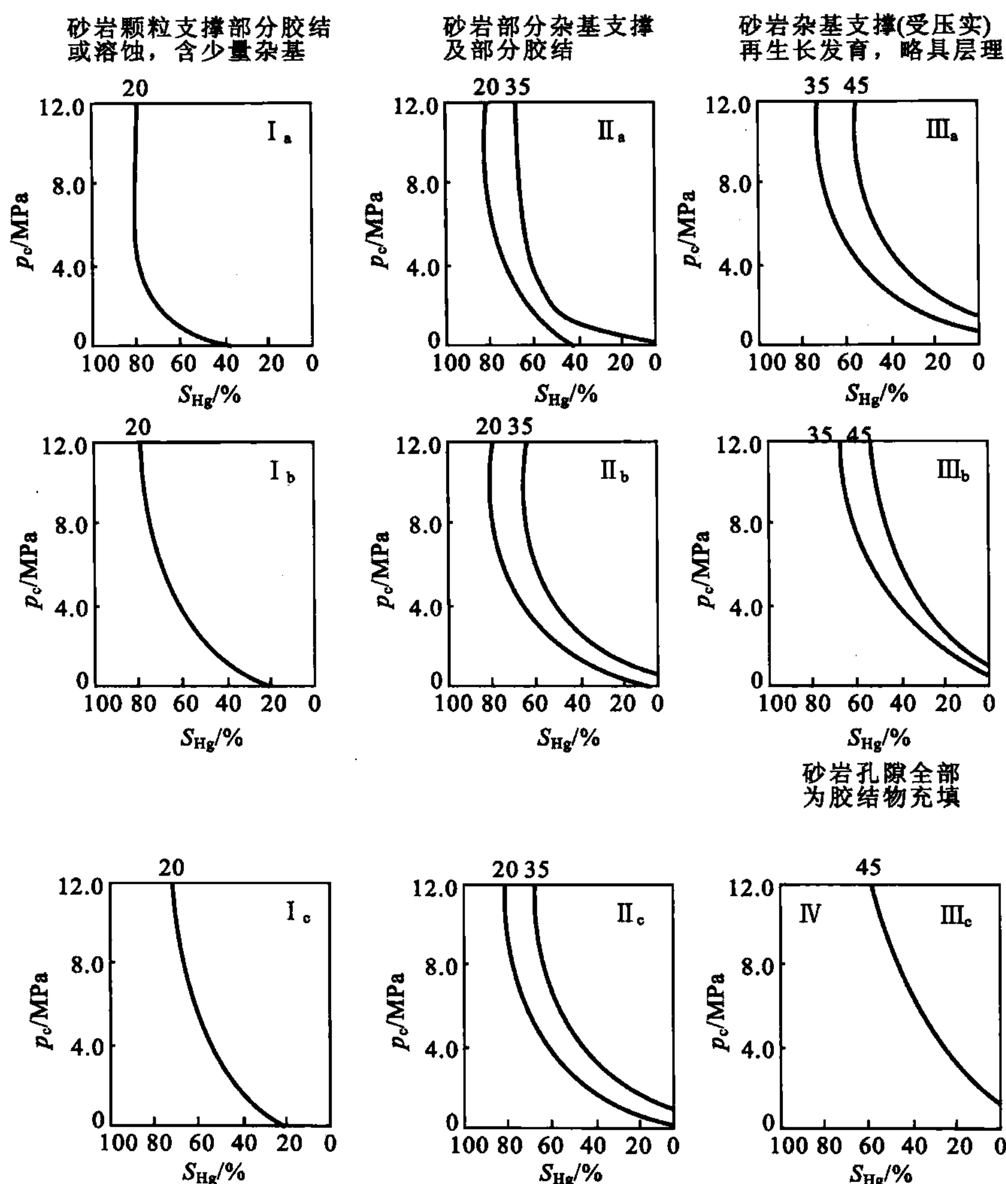


图 8-1 砂岩的特征分类图

Ⅰa—大孔隙，粗喉道，有的喉道和孔隙很难区分，孔隙分选极好；Ⅰb—大孔隙，中等喉道，孔隙分选好；Ⅰc—大中小孔隙都有，中等喉道，孔隙分选不太好；Ⅱa—中等孔隙，较细的喉道，孔隙分选较好；Ⅱb—小孔隙，较细的喉道，孔隙分选不太好；Ⅱc—小孔隙，细喉道，孔隙分选差；Ⅲa—小孔隙，很细的喉道，孔隙分选较好；Ⅲb—几乎都是喉道或晶间孔，孔隙分选好；Ⅳ—孔隙极少，几乎全部是很细的晶间孔，孔隙分选好。

铸体薄片鉴定孔隙时，发现孔隙都较大，而喉道半径则随杂基和胶结物含量不同可以有大的和中等的。砂岩一般呈颗粒支撑，部分为杂基支撑。

孔隙度都大于 20%，渗透率大于 100×10^{-3} μm^2。不仅储集潜能大，而且渗滤能力强。一般单井产能可达 50～100 t/d，排驱压力很低，饱和度中值毛管压力一般在 1.5 MPa以下，束缚水饱和度小于 30%。

2. 中上等到中下等储层

主要的孔隙类型为杂基内微孔隙。胶结物未充填满孔隙及胶结物的晶间孔隙，并具有一定数量的粒间孔和溶蚀孔，为Ⅱ类储层。由于杂基含量增多，部分粒间孔或溶蚀孔隙

受杂基内微孔隙喉道所控制。最大连通孔喉半径在 1.07～7.5 μm 范围内。粒间孔及溶蚀孔含量增多可以改善其储集性，而构造裂缝比较发育则可以改善其渗透率，使油井的产量增加。

岩样的毛管压力曲线为歪度略粗，一般具有中等或小的孔隙和细的喉道。孔喉分选变化较大，从差到好都有，其粒度范围从粉砂到细砂级，许多是泥质胶结。砂粒为杂基支撑，同时也具有颗粒支撑。该类储集岩亦可分为三个亚类。

岩样的孔隙度在 12%～20%的范围内，渗透率从$(1\sim100)\times10^{-3}\ \mu m^2$。其储集潜能和渗滤能力均为中等。一般的单井产能从每天几吨到数十吨不等。由于其饱和度中值毛管压力一般为 3 MPa 左右，说明其产能中等。

3. *差到很差的储层*

主要孔隙类型为杂基内微孔隙或者是晶体再生长间隙。在薄片内几乎找不到粒间孔或溶蚀孔隙，为Ⅲ类储层。颗粒的粒度为细砂到粉砂，杂基及胶结物含量明显增多，或者是粒间几乎全部为杂基及胶结物所充填，或者是石英的次生加大十分发育，使粒间孔隙缩小成次生石英加大之间的晶间隙。孔隙和喉道都很小，在薄片下很难区分。最大连通孔喉半径一般只有 0.68～1.07 μm。

砂岩为杂基支撑或者是胶结物充填成基底式胶结。孔隙度大都在 7%～11%之间，渗透率都很小，只有 $0.1\times10^{-3}\ \mu m^2$ 到几毫达西。其储集潜能和渗滤能力均很差。饱和度中值毛管压力高达 6～9 MPa。这类储集岩如含有粘度较高的原油，一般就不具有自然产能，必须考虑进行压裂或酸化的增产措施来进行投产。

这类储集岩依然是细砂到粉砂岩。但其埋藏深度较深或者是处于不利的沉积相带。在评价这类储集岩时，观察其各种裂缝、层理缝及收缩孔等具有很大意义。裂缝的存在可以使油气井有短寿命的高产期。但没有裂缝或裂缝很少时，其产能即使采用压裂也不会很大。根据裂缝发育程度，亦可将该类储集岩分成两个亚类。

4. *非储层*

主要孔隙类型依然是杂基内微孔或者是晶体再生长晶间隙，裂缝不发育，为Ⅳ类储层。颗粒为粉砂到极细粒，基底式胶结。微孔隙十分细小，晶间孔镶嵌得很紧密，在镜下几乎见不到任何孔隙。压汞资料指出其最大连通孔喉半径都小于 0.68 μm。

毛管压力曲线特征表现为细歪度，饱和度中值毛管压力很高以致无法读数。孔隙一般都小于 6%(油层)或 4%(气层)，渗透率小于 $0.1\times10^{-3}\ \mu m^2$，束缚水饱和度超过 50%。这类储层即使可能含油，在目前亦无工业价值。

以上各类储集岩的特征见图 8-1。

二、根据砂岩的厚度、连续性、物性、孔隙结构及产能等参数进行分类评价方法

纪友亮根据砂岩的孔喉结构、岩石类型、有效厚度、含油性和产能进行储层的分类和评价。

中国东部中、新生代断陷湖盆能够获得工业油气流储层的有效孔隙度下限为 12%，渗透率下限最低可达 $1.0\times10^{-3}\ \mu m^2$，与此对应的喉道半径中值为 0.5 μm，有效孔喉半径约为1.0 μm。据此将砂岩储层分为常规储层和非常规储层(表 8-2)。

表 8-2　东濮凹陷沙三段碎屑岩储层分类表

指标＼储层类型		常规储层				非常规储层		
		高渗	中渗	低渗		致密层	很致密层	超致密层
				中孔低渗	低孔低渗			
物性	孔隙度/%	＞27	27～20	25～15	15～12	12～10	10～8	＜8
	渗透率/(10^{-3} μm^2)	＞500	500～100	100～10	10～1.0	1.0～0.1	0.1～0.02	＜0.02
岩性		中、细砂岩，粗粉砂岩		细、粉砂岩，含泥粉砂岩		灰、云质(或泥质)粉细砂岩		
基质含量/%		灰、云质＜10，泥质 3～8		灰、云质＜10，泥质 8～15		灰、云质＞15 或泥质＞15，或硅质＞10		
单层有效厚度/m		＞1.0		＞1.5		＞2.0～5.0		
有效喉道半径/μm		＞4.0	＞1.5	＞1.0		＞0.35		
S_e/%		＞75				60～75	＜60	
自然产能		工业油气流				气＜2×10^4 m^3/d	气＜0.5×10^4 m^3/d	气显示
分布深度/m		＜2 500	＜3 200	＜3 500		＞3 500	＞4 000	

1. *常规储层*

常规储层可进一步分为高渗、中渗和低渗三类储层。

① 高渗储层：以大孔粗喉结构为特征(表 8-3)，以原生粒间孔、溶蚀粒间孔为主。孔隙的连通程度高。压汞曲线形态为Ⅰ型(图 8-2)。岩性特征主要为砂岩和中、细砂岩。碳酸盐含量小于 3%，杂基含量小于 3%～8%。结构成熟度高，埋藏深度小于 2 500 m，成岩作用弱，产工业油流。

② 中渗储层：以中孔中细喉结构为特征(表 8-3)。孔隙类型以混合孔、原生孔和溶蚀粒间孔为主。压汞曲线形态为Ⅱ型(图 8-2)。主要岩石类型为中、细砂岩和粗粉砂岩。粘土杂基含量小于 8%，胶结物含量小于 10%，埋深小于 3 200 m，成岩作用强度中等，产工业油气流。

③ 低渗储层：又分为中孔低渗和低孔低渗储层。以中孔较细喉结构和中小孔细喉结构为特征。孔隙类型为溶蚀粒间孔、粒间溶孔和残余原生孔，还有晶间孔和微孔隙，压汞曲线形态为Ⅲ型和Ⅳ型(图 8-2)。主要由粉砂岩、细砂岩和泥质粉砂岩组成。胶结物含量 10%～15%，泥质杂基含量 8%～15%，埋深小于 3 500 m，产工业油气流。

2. *非常规储层*

非常规储层在一般情况下只能储集天然气或见油气显示。目前开采这类含气储层尚有较大的工艺技术难度。非常规储层以小孔极细喉孔隙结构为特征。主要的岩石类型有碳酸盐胶结的细砂岩、粗粉砂岩和泥质粉砂岩等。非常规储层也有三个亚类。其主要特征见表 8-2。

① 致密储层：岩性主要是细砂岩和粉砂岩，杂基含量 5%～15%。压实作用及碳酸盐矿物的胶结作用强。胶结物含量大于 15%。孔隙类型主要为残余粒内孔隙、粒内孔隙的微孔隙。有效孔隙半径大于 0.6 μm。可以产气，但产量低。

表 8-3 东濮凹陷沙三段碎屑岩储层孔隙结构分类表

孔隙结构类型及组合特征	孔隙类型	物性			孔隙结构参数					孔隙特征参数		孔喉比	分布特征
		孔隙度/%	渗透率/(10^{-3} μm^2)	K/ϕ/(10^{-1} μm^2)	R_d/μ	$R_{5\mu}$/μ	R_r/μ	S_e/%	比面/ϕ/(10^2 $m \cdot g^{-1}$)	Ps	S_{kp}		
Ⅰ 大孔较粗喉	正常(残余)粒间孔,溶蚀粒间孔	20~30	100~1 000	>0.5	>10	>0.7				好	正偏(粗歪度)	<150	2 500
Ⅱ 中孔中细喉	残余(溶蚀),粒间孔,粒内溶蚀孔	25~20	10~100	0.1~0.5	10~5	5.2~7.7	>1.2	>80	<3.5	好	正偏(粗歪度)	200~150	2 500~3 500
Ⅲ 中孔较细喉	残余(溶蚀)粒间孔粒内溶孔,晶间孔	20~15	1~10	0.04~0.1	5~1.5	1.0~5.2	0.5~1.2	75~80	3.5~5.0	较好	正偏(粗歪度)	300~200	>3 500
Ⅳ 中小孔细喉	残余(溶蚀)粒间孔,填隙物内微孔	15~10	1.0~0.1	0.01~0.04	1.5~0.5	1.0~0.25	0.3~0.5	70~80	5.0~6.5	较好	负偏(细歪度)	800~300	>3 500
Ⅴ 小孔极细喉	粒间隙,粒内溶孔,填隙物内微孔	<10	<0.1	<0.01	<0.5	<0.25	<0.3	<60	6.5~8.8	中等	极负偏(极细歪度)	1 600~800	>5 000

② 很致密储层:岩性以粉砂岩为主,胶结作用及压实作用强烈。以残余粒间孔、晶间孔和微孔隙为主。孔隙度8%~10%,渗透率0.02×10^{-3}~0.1×10^{-3} μm^2,有效喉道半径大于0.4 μm。此类储层埋深大于4 000 m。钻井有明显气显示,但试气结果不出气或仅出少量气。

③ 超致密储层:岩性为粉砂岩、泥质粉砂岩。粒度细,填隙物含量高,一般大于15%~25%。孔隙类型以粒间残余孔和微孔隙为主。有效孔喉半径大于0.35 μm;孔隙度小于8%,渗透率0.001×10^{-3}~0.02×10^{-3} μm^2,压汞曲线形态为极细歪度(图8-2)。

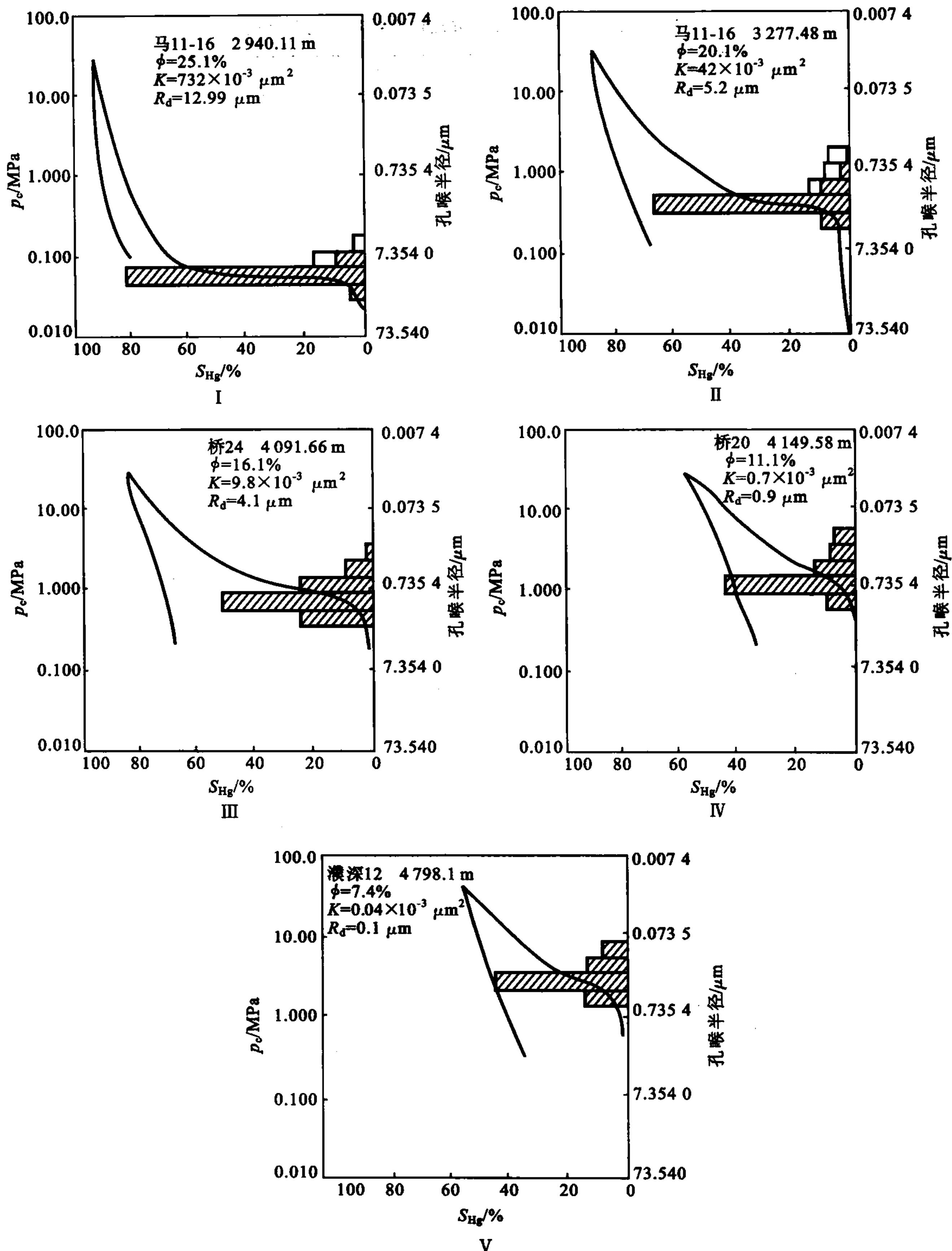


图 8-2 东濮凹陷沙三段碎屑岩储层压汞曲线特征

第二节 碳酸盐岩储层的分类评价

成都地质学院储层组，根据四川盆地碳酸盐储集岩的研究，并参考了国外资料，提出按岩石学特征和毛管压力参数进行分类评价。

一、分类依据

1. 岩石学特征

通过镜下染色塑料铸体薄片的观察，内容包括：颗粒的大小、形状和表面形态；孔隙和喉道的大小、形态和连通情况；岩石的矿物成分及定名；孔隙成因及次生变化；胶结物及胶结类型；各种裂缝的发育情况；测定面孔率；确定孔隙及组合类型、配位数等。

薄片观察有助于定量解释毛管压力资料，并可以说明为什么这种岩石性质具有这种类型的毛管压力特征。而树脂铸体的电子扫描显微照片则可以定量统计孔隙和喉道的数量、三维空间的配位数以及它们之间的连通情况。这种定量关系可以直接用来对比及解释毛管压力特征。

2. 毛管压力曲线参数

根据不同岩类的特点，一般可以按表 8-4 所示将毛管压力曲线参数分成四组来考虑。不同的情况可以使用不同的参数组对储集岩进行分类和评价。

表 8-4 毛管压力曲线参数的分组表(据罗蛰潭等，1981，修改)

第一组	第二组	第三组	第四组
毛管压力曲线 常规参数	孔隙大小分布 百分数	正态概率分布 曲线参数	地质混合经验分布 参数
S_{min}最小非饱和的孔隙体积/% p_d 排驱压力/MPa p_{50}饱和度中值毛管压力/MPa p_c 平均毛管压力/MPa d_m 峰值/μm	>1 μ 的孔喉百分数 >0.5 μ 的孔喉百分数 >0.25 μ 的孔喉百分数 >0.125 μ 的孔喉百分数	D_m 孔喉均值 S_p 孔喉分选系数 S_{kp}歪度 K_p 峰态	X 孔喉均值 σ 孔喉分选系数 c 变异系数 SK 歪度

表 8-4 中的四组参数并不需要同时使用。一般情况下只需选择其中较适用的一组就能描述储集岩的特征。除上述四组 17 个参数外，在分类时还必须同时考虑孔隙度和渗透率这两个物性参数。对于碳酸盐储集岩来说，孔隙度的大小具有更为重要的作用。在对四川盆地碳酸盐储集岩的研究中，可以发现，一般情况下，凡是孔隙度高的岩类，其毛管压力曲线也接近粗歪度。至于渗透率与储集性的关系，由于一般岩样的渗透率极低而难于建立。

运用上述原则对四川盆地二叠系、三叠系碳酸盐储集岩进行了分类评价(表 8-5)。在300多块井下岩样及部分地面露头样品分析资料的基础上将储集岩分为五类。

表 8-5 四川盆地三叠系、二叠系部分碳酸盐岩样品的岩性及毛管压力特征(据罗蛰潭等,1981,修改)

类型	Ⅰ. 好的储集岩	Ⅱ. 中等产能储集岩	Ⅲ. 小产能储集岩	Ⅳ. 很差的储集岩	Ⅴ. 非储集岩
岩性及孔隙	重结晶针孔状(溶孔)云岩 溶孔粉一细晶含灰质(化)云岩 溶孔淀晶(亮晶)生物砂屑云岩 粒内溶孔藻屑、藻团白云岩 该类主要是地表露头样品 三叠系有少量岩心有这种类型	溶孔细晶介屑灰岩 溶孔淀晶(亮晶)介屑云岩 溶孔泥晶介屑含灰质云岩 粒内溶孔淀晶负鲕灰岩 粒内溶孔淀晶介屑灰岩 淀晶砾屑灰岩(溶孔及粒间孔)	淀晶(亮晶)介屑负鲕灰岩 生物细粉晶灰质云岩 细粉晶含泥质云岩 溶孔藻屑白云岩 孔隙为部分溶孔 较大的晶间孔和负鲕孔	泥晶藻介灰质白云化细粉晶云岩 似蠕虫状细粉晶含云质灰岩 淀晶(亮晶)砂屑晶、介屑灰岩 线纹藻细粉晶天青石(化)灰岩 淀晶(亮晶)介屑鲕粒灰岩 淀晶(亮晶)鲕粒灰岩 泥晶豆粒灰岩 以上全部为晶间孔,少数溶孔	泥晶藻介屑灰质云岩 生物灰岩 亮晶红藻灰岩 泥晶介屑灰岩 微晶白云岩 泥晶或微晶灰岩 (细结构占 75%以上)
产能	自然产能大	自然产能中等,增产措施后产能很大	自然产能低,增产措施后有中等产能	无自然产能,增产措施后有低产能	
毛管压力曲线参数	ϕ=8%～11% $K=(1\sim5)\times10^{-3}\ \mu m^2$ S_{min}<20% p_d>0.2 MPa p_{c50}<1.2 MPa D_m=7～9 Φ	ϕ=6%～11% $K<1\times10^{-3}\ \mu m^2$ S_{min}≈20%～40% p_d=0.2～1.0 MPa p_{c50}=1.2～4.0 MPa D_m=9～11 Φ	ϕ=4%～11% $K<0.1\times10^{-3}\ \mu m^2$ S_{min}=20%～40% p_d=1.0～5.0 MPa p_{c50}=4.0～8.0 MPa D_m=7～9 Φ	ϕ=1.5%～4% $K<0.1\times10^{-3}\ \mu m^2$ S_{min}=40%～70% p_d 很高 p_{c50}=8.0 MPa D_m>12 Φ	ϕ<2% $K<0.01\times10^{-3}\ \mu m^2$ S_{min}>20% p_d 很高 D_m 很大
特征	分选好、粗歪度	歪度较粗,分选较好	歪度中一细,分选中一差	细歪度、分选差	曲线贴边
毛管压力曲线					

二、分类方案

1. 好的储层

这类岩样在井下岩心中较少见，其主要特征是发育有数量较多的溶孔。三叠系某些层系发育有这种储集岩。主要岩类有重结晶针孔状(溶孔)云岩，溶孔粉-细晶含灰质(化)云岩，溶孔淀晶(亮晶)生物砂屑云岩，粒内溶孔藻屑、藻团粒云岩。

毛管压力特征为分选好，粗歪度。含气饱和度可达80%以上。孔隙度大于8%，渗透率为几毫达西到几十亿毫达西。钻遇这类储集岩，可以获得高产能气井，其储集类型属于孔隙型。但是，这类储集岩在四川并不多见。

2. 中等产能储层

这类储集岩仍然以发育溶孔为主要特征，间或也含有一定量的粒间孔。主要的岩类有溶孔细晶介屑灰岩、溶孔藻屑白云岩、粒内溶孔淀晶负鲕灰岩、淀晶砾屑灰岩(溶孔及粒间孔)。

毛管压力特征为歪度较粗，分选较好。含气饱和度可达60%以上，孔隙度为6%～10%，说明它具有相当的储集能力，但渗透率往往都很小，大都小于$1\times10^{-3}\ \mu m^2$。这说明溶孔或粒间孔被细小的喉道所控制，因此比起第Ⅰ类储集岩来说，排驱压力显著升高。由于渗透率低，必须采用增产措施才能提高气井的产能。

但是这类储集岩在二叠系中仍然是少见的，在三叠系中则比较多。

3. 小产能储层

这类储集岩在二叠系、三叠系中都可见到。主要的孔隙空间是部分溶孔、局部较大的晶间孔以及负鲕孔。代表性的岩类为淀晶(亮晶)介屑负鲕灰岩，还有生物细粉晶灰岩、细粉晶含泥质云岩、溶孔藻屑白云岩。

该类储集岩的毛管压力特征为中到细的歪度，中到差的孔喉分选。含气饱和度可达60%。孔隙度变化较大，为4%～10%，说明它只有一定的储集能力。岩石渗透率几乎都小于$0.1\times10^{-3}\ \mu m^2$。排驱压力由于喉道很细而增加到几个兆帕。该类储集岩只有低的自然产能，增产措施后也只能达到中等产能。

4. 很差的储层

这类储集岩在四川分布极广，二叠系、三叠系中均有广泛分布。孔隙主要是晶间孔，只发育极少量的溶孔。主要的岩类有泥晶藻-介屑白云质细粉晶灰岩、似蠕豆粒类岩等。

毛管压力特征为细歪度，分选差。孔隙度为1%～4%，渗透率小于$0.001\times10^{-3}\ \mu m^2$。含气饱和度只有30%左右，说明这类储集岩只有很低的储集潜能和很微的气体产能。孔隙度较高一些的(2%～4%)岩石在增产措施后可达低产能的，有的则只能生产微量的气。

5. 非储层

当岩石中细结晶点75%以上时，该储集岩就可以定为非储集岩。主要岩类为泥晶藻介壳灰质云岩、亮晶红藻灰岩、微晶-隐晶白云岩、泥晶或微晶灰岩。

毛管压力曲线紧靠坐标右侧，水饱和度大于70%。孔隙度都小于2%，有的只有0.5%左右，渗透率低于$(0.001\sim0.000\ 1)\times10^{-3}\ \mu m^2$，说明它只能作为盖层岩石。

该类岩石在四川二叠系特别发育，在大多数气井的纵剖面上，都占80%以上。在进行储量计算时，要扣除这类岩石的厚度。

第九章 储层实验测试技术

储层研究的进展与实验分析技术的发展是分不开的。扫描电镜、阴极发光显微镜、电子探针及能谱、X衍射、包裹体、同位素分析等各种技术使重建古环境、沉积岩成岩史、孔隙演化史的研究有了很大的突破。

储层实验测试技术方法分三大部分：① 常规分析；② 仪器分析；③ 配套及选择性分析，见图9-1所示，我们选择其中一部分叙述如下。

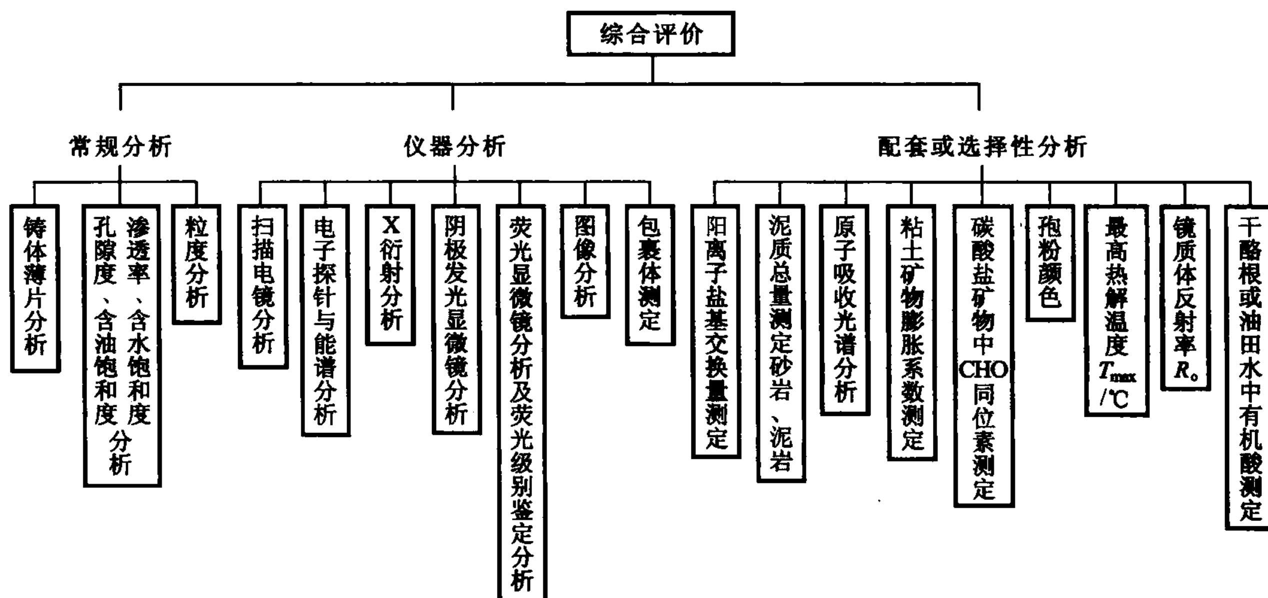


图 9-1 储层实验测试技术方法图

第一节 薄片鉴定中的新技术

薄片鉴定是储层实验测试技术常规分析手段之一。

薄片鉴定的技术关键问题是高质量薄片的磨制，现在国内外常用储层研究的薄片多数为铸体薄片以及石油勘探开发院实验中心摸索出来的一套一片多用分析技术。

一、铸体薄片的制作

铸体薄片已在国内外储层研究中广泛应用，所铸树脂颜色国际上通用的为蓝色，我国使用颜色较多，有蓝色、红色，也有绿色及黄色。铸体薄片主要用于研究孔隙的含量、类型及分布。

二、一片多用分析技术

为了提高储层研究工作的精确度，目前常把多种方法综合利用。过去每做一种分析都要单独制样，如分别做常规薄片、铸体薄片、阴极发光薄片、荧光薄片、X 衍射电子探针或能谱薄片等都要单独制片。这种做法有很大缺点，它不能对薄片所观察到的少量矿物或其它颗粒进行其它项目分析，因此，不能对这些矿物做出正确鉴定，及时对它的物理化学性质进行全面了解。另外，阴极发光技术，若要对它的发光机理做深入的解释，必须有铸体薄片、染色、X 衍射(包括微区 X 衍射)、能谱探针等分析技术的配合，才能对矿物的发光因素及矿物产状成因有进一步了解。为了解决以上问题，研制了多用岩石薄片(多用片)。

多用片可以分成荧光系列薄片和阴极发光系列薄片。由于两种系列薄片观察内容和方式不同，所以对制作薄片的要求也不同。

荧光薄片主要用于观察油的分布及油质，所以制作荧光系列薄片时不能洗油。而阴极发光薄片观察时，需要电子枪轰击，因此薄片制作时必须洗油，否则，油蒸发污染镜头。

① 荧光系列薄片分析流程如下：

偏光分析→荧光分析→X 衍射分析→能谱分析→电子探针分析

② 阴极发光系列薄片分析流程如下：

偏光铸体分析→阴极发光分析→X 衍射分析→能谱分析→电子探针分析

一个多用片可以进行几个项目分析，大大提高了分析研究的准确度，也提高了效率。

第二节　扫描电子显微镜

扫描电子显微镜(简称扫描电镜)已广泛应用于石油地质各个领域。在储层评价及研究工作中扫描电镜已成为必不可少的手段。

扫描电镜可以观察储层孔隙几何形态，颗粒孔隙的充填物、内衬物、胶结物和各种矿物结构的立体图像；了解孔隙、孔隙喉道，各类胶结物及粘土矿物的特性以及它们的空间联系。扫描电镜与能谱及电子探针相结合还可以了解样品的化学成分，含铁矿物的含量与位置。这对确定水敏、酸敏及微粒迁移有关储层问题均很重要。

一、基本原理

扫描电子显微镜(scanning electron microscope)是利用具有一定能量的电子束轰击固体样品，使电子和样品相互作用，产生一系列有用信息，再借助特制的探测器分别进行

收集、处理并成像，就可以直观地认识样品的超微形貌、结构及元素成分，这就构成了扫描电子显微镜所特有的功能。

1. 结构

通常扫描电镜是由电子光学系统、信息检测系统、电源系统以及X射线能谱仪组成。图9-2是它的结构示意图。

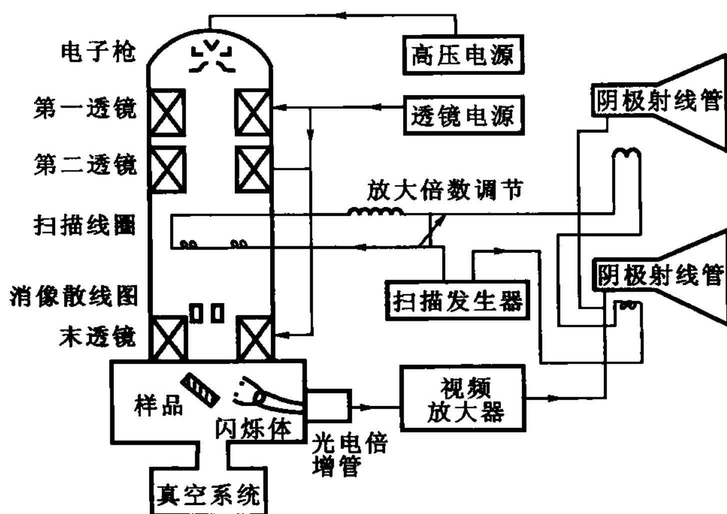


图9-2 扫描电子显微镜结构示意图

(1) 电子光学系统

电子光学系统由电子枪、电磁透镜、扫描线圈、样品室组成。

电子枪（一般为热钨丝）发射出直径为50 μm左右的电子束，在加速电压的作用下（一般从100～30 000 V）形成高能电子束，经过三个电磁透镜的聚焦作用，会聚成一个直径细小到50Å的电子束（电子探针）轰击在样品上。在透镜上部的扫描线圈使电子束在样品表面做光栅式扫描。

样品室给样品提供了一个三维运动的空间，并安装有各种信息的探测器。样品在样品室中可以上下、左右、前后移动，可以倾斜、旋转，便于对样品作各个部位、各个角度的分析观察。

(2) 信息检测系统

信息检测系统由各种类型的探测器、放大器、电信息处理单元、显示器和相应的记录设备组成。

电子束轰击样品表面产生各种信息，根据实验目的，用不同探测器收集有关的信息。经过几次放大器的连续线性放大，馈送到信息处理单元做有选择的处理，最后馈送到显示器中阴极射线管的控制栅极上，调制阴极射线管的亮度，形成扫描电子图像。最后，根据需要可以采用录像机、图像分析仪、照相机记录扫描电子图像。

(3) 扫描系统

扫描系统由扫描信号发生器、扫描放大器组成。

扫描信号发生器产生扫描信号，经扫描放大器放大后同时馈送到镜筒的扫描线圈和阴极射线管的扫描线圈上，使两者的电子束在样品表面和阴极射线管的荧光屏上作同步扫描，从而达到扫描成像的目的。

(4) 真空系统

真空系统一般由旋转机械泵、油扩散泵、离心泵、各种真空阀门和真空检测单元组成。

真空系统是为电子光学系统提供所需的高真空，以确保电子束的强度和防止样品的污染。一般热钨丝电子枪要求 10^{-4} bar以上的真空度，六硼化镧（LaB_6）电子枪要求 10^{-6} bar以上的真空度，场发射电子枪要求 10^{-10} bar的超高真空。

(5) 电源系统

电源系统是由一系列的变压器、稳压器及相应的安全控制线路组成。

电源系统是为上述各种系统和整个仪器提供各种高压、低压、交流、直流电源，并提供一系列高稳定度的电源，以保证仪器正常工作。

2. 工作原理

镜筒中的扫描线圈使电子束在样品表面一个微小的区域内作光栅状扫描，电子束是在样品表面上一个点一个点地从左到右扫描，使样品产生信息。电子束扫完一行后再扫下面一行，从左到右，从上到下完整地在一个微区内扫一遍，然后再重复扫描。

阴极射线管上扫描线圈也是使阴极射线管发射的电子束在荧光屏上一个点一个点地从左到右扫描，使荧光屏产生亮点。具体步骤同电子束在样品上的扫描。

两者扫描信号都是由扫描系统控制的，它们进行同步扫描，即样品上被扫描区域和荧光屏是点点对应的，从样品某一点激发出来的信息经探测器放大处理后，调制荧光屏相应点的亮度，按照从左到右，从上到下的顺序将样品上的信息依次在荧光屏上呈现，形成样品被分析区域的扫描电子像。

阴极射线管的荧光屏尺寸是固定的，它和样品被扫描区的比例就是扫描电子图像的放大倍数，我们可以通过改变镜筒中的扫描线圈的电流大小来改变电子束对样品扫描区域的尺寸，从而实现改变放大的倍数。

例如，荧光屏为 100 mm×100 mm，电子束在样品上 0.1 mm×0.1 mm 范围内扫描，则放大倍数为：$M=100/0.1=1\ 000$ 倍。

二、扫描电镜下应搜集的资料

(1) 颗粒大小、分选、磨圆、胶结物含量、孔隙含量、拍摄全貌照片

(2) 确定胶结物在孔隙中分布的方式

胶结物在孔隙中的分布方式共有四种：孔隙衬垫、孔隙充填、孔隙嵌晶状、加大型。

(3) 确定自生胶结物的类型

① 常见的粘土胶结物类型的确定。常见的粘土矿物在扫描电镜下的形态见表 9-1。表 9-2 为常见粘土矿物的成分特征。

表 9-1 主要粘土矿物及扫描电镜下的特征

粘土矿物	扫描电镜下单体形态	扫描电镜下集合体形态
高岭石	假六方、鳞片状	书页状、蠕虫状、手风琴状
埃洛石	针状、管状	棒状集合体
蒙脱石	絮状、片状、蜂窝状	鳞片状、蜂窝状、絮状集合体
伊利石	片状、蜂窝状、丝缕状	鳞片状、碎片状
绿泥石	针叶状、玫瑰花朵状、绒球状	薄片、鳞片状

表 9-2　常见粘土矿物成分特征

构造类型	粘土矿物类型	代表粘土矿物	化学分子式	主要元素	次要元素	各元素氧化物百分含量%						
						SiO_2	Al_2O_3	K_2O	CaO	NaO	FeO	MgO
两层构造铝硅酸盐	高岭石族	高岭石、地开石等	$Al_4(Si_4O_{10})(OH)_3$	Al,Si,O,H	Na,K,Mg,Ca,Fe,Ti	43.64～46.90	36.83～40.22	0.00～1.49	0.00～1.48	0.00～1.16	0.10～1.61	0.01～1.02
两层构造铝硅酸盐	埃洛石族	埃洛石	$Al_4(Si_4O_{10})(OH)_3$	Al,Si,O,H	Na,K,Mg,Ca,Fe,Ti	43.64～46.90	36.83～40.22	痕量				
三层构造铝硅酸盐	蒙脱石族	蒙脱石、囊脱石	$(AlMg)_2(SiO_{10})(OH)_2 \cdot 4H_2O$	Al,Si,O,H,Ca,Mg,Fe	Na,K,Ti	45.12～35.97	15.96～28.24	0.00～0.60	1.00～6.00	0.00～2.75	0.06～7.30	1.95～6.53
三层构造铝硅酸盐	伊利石族	伊利石、海绿石、蛭石等	$KClAl[(AlSi_3)O_{10}](OH)_2 \cdot mH_{20}$	Al,Si,O,H,K,Mg,Fe	Na,Ca,Ti	38.18～56.01	15.08～34.64	3.25～7.98	0.00～1.59	微量 0.07～0.70	0.00～21.78	0.44～6.86
混合层构造铝硅酸盐	绿泥石族	各种绿泥石	Fe,Mg,Al 的层状硅酸盐含(OH)根	Al,Si,O,H,Mg,Fe	Na,K,Ca,Ti	20.82～39.05	9.5～47.47	0.00～0.03	0.00～3.32	0.00～0.04	0.00～51.71	0.20～37.0
混层粘土矿物		伊/蒙混层		Al,S,O,H,K,Ca,Mg,Fe	Na,Ti	49.00～60.01	18.10～34.50	2.65～9.07	0.02～1.49	0.00～1.03	0.19～9.37	1.30～4.40
混层粘土矿物		绿/蒙混层		Al,Si,O,H,Mg,Fe,Ca	Na,K,Ti	22.00～54.31	1.90～37.38	0.02～2.72	0.00～2.83	0.00～0.52	0.00～36.52	0.08～28.50

② 碳酸盐胶结物:方解石、含铁方解石、白云石、含铁白云石、铁白云石、菱铁矿、片钠铝石。

③ 硫酸盐胶结物:石膏、硬石膏、重晶石、天青石等。

④ 氧化硅或石英胶结物。

⑤ 硫化物:如黄铁矿。

⑥ 沸石:如方沸石、钠沸石、浊沸石、辉沸石、斜发沸石、片沸石、丝光沸石等。

(4) 用扫描电镜确定碎屑岩孔隙类型、孔隙几何形态及孔隙喉道

孔隙类型包括原生孔隙及次生孔隙。次生孔隙还包括特大孔隙、铸模孔隙、粒内孔隙、胶结物内孔隙、裂缝孔隙。

(5) 石英次生加大级别的判断

在扫描电镜下,石英次生加大很容易识别,根据石英次生加大体的大小,可以把石英次生加大级别划分为五级。

(6) 溶解交代作用的判断

常见的溶解交代作用有钾长石蚀变为高岭石;斜长石蚀变为伊利石;碳酸盐砂岩的淋滤交代作用;其它易溶解颗粒的溶解交代作用等。根据这些现象可以判断次生孔隙的成因。

(7) 储集性能的判断

通过扫描电镜观察,结合孔隙度及渗透率资料,对储集性能做出判断。

第三节 电子探针及能谱仪对自生矿物成分的测定

扫描电镜只能根据矿物的形态鉴定自生矿物,这有很大的欠缺。若同种矿物结晶形态不同或类质同象矿物在扫描电镜下就不能区分。另外,分析阴极发光显微镜下矿物发光颜色是由什么元素引起的,确定薄片下许多难以鉴定的矿物等,这都需要用电子探针及能谱仪进行元素成分分析才能得以鉴定。

一、基本原理

电子束打在样品上会产生不同的信息。如图9-3所示。

在电子束的轰击下,不同的元素所产生的X射线的波长和能量不同。电子探针及能谱仪就是接收样品元素的X射线对矿物的成分进行鉴定。

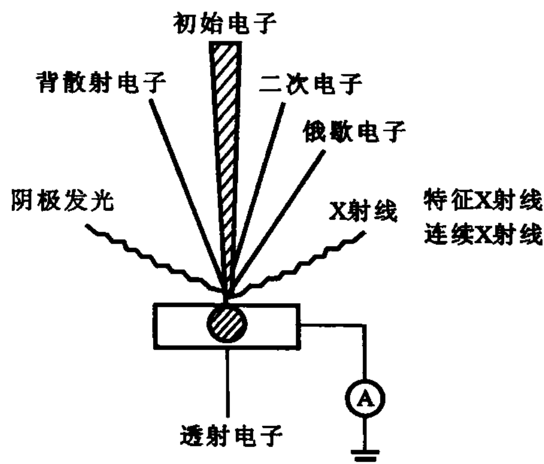


图 9-3 样品在电子束轰击下产生的信息

二、用途

每一种矿物都有固定的元素组成。电子探针能谱仪就是通过测定矿物的化学成分组成而达到准确确定矿物种类的目的。

表 9-2 和表 9-3 中列出了不同粘土矿物和沸石类矿物的成分组成特征。

表 9-3 常见沸石的成分特征

沸石种类	外文词	化学成因	Si/Al
方沸石	Analcite	$Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$	1.8～2.8
钙十字沸石	Phillipsite	$(KNa_2Ca)(Al_2Si_4)O_{12} \cdot (4\sim5)H_2O$	1.7～2.8 深海 2.4～2.8
交沸石	Harmotome	$(Ba \cdot K)(AlSi)_2SiO_{16} \cdot 6H_2O$	2.3～2.5
水钙沸石	Gismondime	$CaAlSi_2O_8 \cdot 4H_2O$	1.12～1.49
浊沸石	Laumontite	$Ca(Al_2Si_4)O_{12} \cdot 5H_2O$	1.75～2.28
毛沸石	Erionite	$(Na_2K_2Ca \cdot Mg)_{45}(Al_9Si_{21}O_{72}) \cdot 27H_2O$	3～3.5
钠沸石	Natrolite	$Na_3(Al_2Si_3)O_{10} \cdot 2H_2O$	1.44～1.58
杆沸石	Thomsonite	$NaCa_2(Al_5Si_5)O_{20} \cdot 6H_2O$	1.0～1.1
变杆沸石	Gonnardite	$Na_2Ca[Ca(AlSi)_5O_{10}] \cdot 6H_2O$	1.5
丝光沸石	Mordenite	$(Ca \cdot Na_2K_2)(Al_2Si_{10})O_{24} \cdot 7H_2O$	4.17～5
片沸石	Heulandite	$(Na\text{-}Ca)_{14\sim6}Al_6(AlSi)_4Si_{26}O_{7\sim2} \cdot 24H_2O$	2.47～3.73
斜发沸石	Clinoptilolite	$(Na \cdot K \cdot Ca)_{23}Al(AlSi)_2Si_{13}O_{36} \cdot 12H_2O$	4.25～5.25
辉沸石	Stilbite	$Na \cdot Ca_2(Al_5Si_{13})O_{36} \cdot 14H_2O$	2.5～3

第四节 X 衍射分析技术

一、基本原理

不同的矿物晶体其晶胞常数不同，其晶面间距也不同。X 衍射的基本原理就是通过 X 衍射分析，确定晶间距而鉴定矿物的种类。

二、用途

1. 粘土矿物的定性和定量分析

粘土矿物种类繁多，比较复杂，但从矿物成岩演变角度来划分，主要可分为两大序列：

(1) 伊利石/蒙皂石混层(I/S)序列

这个序列中包括端员矿物二八面体蒙皂石、无序混层(I/S)、有序混层(I/S)、ISII 超点阵和端员矿物伊利石。

(2) 绿泥石/蒙皂石混层(C/S)序列

这个序列中包括端员矿物三八面体蒙皂石、无序混层(C/S)、有序混层(C/S)以及端员矿物绿泥石,还有柯绿泥石。

(3) 其它粘土矿物

其它粘土矿物有:高岭石、多水高岭石、蛇纹石、滑石、膨胀性绿泥石等。其中高岭石向绿泥石转化也是成岩演化中常见的情况。

2. 混层比计算

所谓混层比是指混层矿物 I/S 或 C/S 中蒙脱石层的含量 S%,在成岩演变过程中比值总趋势是要减少的。因此,可以用来划分成岩阶段,估算地温,预测生储油层。

3. 全岩 X 衍射定性和定量分析

可以用来测定沸石矿物,确定沉积环境及古地温。

测定盐类矿物:如石盐、石膏、硬石膏、钙芒膏、无水芒硝、重晶石等。

鉴定碳酸盐类矿物和其它非粘土矿物:如黄铁矿、赤铁矿、石英和长石等。

第五节 阴极发光技术

一、阴极发光显微镜

阴极发光是由电子束轰击样品时产生的可见光,不同矿物由于含有不同的激活剂元素而产生不同的阴极发光,用来激发并产生阴极发光的装置叫做阴极发光装置,把这种阴极发光装置装在显微镜上则成为阴极发光显微镜。

二、应用

阴极发光显微镜可以广泛地应用于岩石、矿物的鉴定以及成岩作用的研究。

1. 鉴定矿物

(1) 鉴别碳酸盐中几种常见的矿物

不同的碳酸盐矿物其发光颜色不同,如方解石发橙黄色、桔红色光,少数发蓝色光;铁方解石则在方解石发光基础上发光较暗,可到近于不发光的程度;白云石发光为橙红色、淡紫(粉)红色;铁白云石不发光。

碳酸盐矿物发光是因为含有激活剂锰、锶等稀有元素,而二价铁(Fe^{2+})作为猝灭剂是抑制发光的。在方解石及白云石中由于含铁量的不同,对发光有着直接的影响,所以可以根据发光明暗的程度区分铁白云石及含铁白云石。

(2) 鉴别碎屑岩中的常见矿物

碎屑岩中常见的矿物主要是石英和长石。

石英的发光颜色有三种:① 区域变质岩中的高温石英和低级变质岩中的低温石英一般发棕色光。区域变质岩中的高温石英形成时冷却较慢。② 发蓝紫色光的石英也是高

温石英，但这种高温石英形成时冷却速度较快，多为火山岩、深成岩及接触变质岩石英。③ 自生的石英一般不发光。

长石的发光颜色有以下几种：蓝色光、黄绿色光、红色光，自生的长石不发光。

2. 对砂岩中石英颗粒在成岩过程中的次生变化的研究

随着成岩作用的不断加深，石英会产生一系列的次生变化。由于陆源石英与成岩过程中的自生石英发光特征不同，这样，在阴极发光显微镜下就可以对自生石英的形态、发育程度和成岩作用进行研究。

3. 对晶体的生长环带及胶结物世代的研究

在晶体生长过程中，由于流体中存在的离子不同，因此形成了发光颜色不同的生长环带。通过研究晶体或胶结物环带的变化同样可以了解岩石在成岩过程中其流体化学性质的变化，可以推断成岩环境。

4. 恢复原岩结构

岩石在成岩过程中会发生一系列变化，如生物化石的重结晶、白云岩的去白云化、颗粒被胶结物交代等，可以利用阴极发光显微镜观察残余或变余结构恢复原来的结构。

5. 对微裂缝的研究

研究岩石裂缝是储层研究的重要组成部分，但由于成岩作用的改造有许多裂缝已观察不清，通过阴极发光显微镜能够清楚地观察裂缝的大小、宽度和充填情况，另外对多组裂缝相互之间的交叉切割关系、形成顺序均可进行研究。

第六节　沉积岩矿物包裹体分析技术

一、基本概念

1. 包裹体的概念

包裹体是矿物形成过程中被捕获的成矿介质。它相当完整地记录了矿物形成的条件和历史。

2. 包裹体的分类

按成分可将包裹体分为无机包裹体和有机包裹体。按成因可分为原生、次生和假次生包裹体。按物理状态可分为：① 纯液态包裹体；② 气液包裹体；③ 多相包裹体；④ 有机包裹体；⑤ 继承包裹体。

二、包裹体的研究方法及应用

研究包裹体有三个假设条件：① 包裹体是在均匀体系中被捕获的，被捕获时流体充满了体系的空间；② 包裹体完成封闭以后，其空间大小没有明显的变化；③ 包裹体被捕获后没有外来物质的加入和流出。

1. 研究方法

(1) 均一法

在室温条件下,包裹体常含两种以上的相态,是单相热液(均匀相)随主矿物冷却的结果。如果用人工法加热至某一温度时,包裹体可恢复为单一相,这一温度称为均一温度。代表该矿物形成时的最低温度。这一测温方法称为均一法。

(2) 冷冻法

在冷热台上把温度降到−30～40℃,将包裹体冻结成冰的集合体,然后慢慢升温使冰溶化,测定出最后一块小冰晶消失时的温度,这就是冰点。根据冰点可以从图版上查获包裹体溶解的成分和盐度。根据均一温度和盐度还可以求出该包裹体的密度。

(3) 显微压碎法

在显微镜下找到包裹体后,用特别精密的取样器取出包裹体做微量分析,确定其成分及性质。

(4) 荧光显微镜法

主要用于测定有机包裹体的成分。

2. 沉积岩包裹体的地质应用

(1) 利用储层自生矿物中的包裹体可进行古温度测定,为成岩后作用的研究提供资料

石英次生加大在储集岩中是很普遍的,利用石英加大部分中气液包裹体来判断不同阶段的成岩温度也是可行的。石英加大的形成温度可从64℃到156℃,从成岩阶段早期至晚期都有石英加大的形成。但石英加大中包裹体较小,可以从几微米到十几微米,可出现在加大部分也可出现在脏环中,一般同一颗粒脏环中的包裹体的均一温度较加大部分中的包裹体温度稍低几度。例如我国胜利油田牛庄洼陷下第三系井深3 057～3 344 m段石英次生加大的温度范围是131～150℃,温度梯度为4.4 ℃/km左右。

(2) 利用包裹体进行油田水及储层成岩作用流体性质的研究

利用包裹体内溶液成分差异可以研究储层成岩流体性质及油田水性质,研究储层中自生矿物包裹体流体的性质,可以了解自生矿物的形成条件。

(3) 包裹体同位素研究

从包裹体中提取H_2,H_2O,CO_2,可直接获得成矿流体C,H,O同位素数据,从而区分油田水、地下水的成因和来源。

(4) 有机包裹体研究在油气勘探中的应用

通过研究有机包裹体,可以对各期裂缝充填物中包裹体内的有机质类型、丰度、成分等进行研究和对比,可以了解油气运移的大致方向及相对时间,可用于确定油气演化的程度和阶段,用于油气藏的直接寻找。

第七节 稳定同位素分析

目前国内外已采用先进的激光显微镜探测分离技术测定氧、碳、氮的稳定同位素成分和浓度。测试是在抽真空的条件下，用聚光束对固体样品或包裹体样品上所要测定的位置进行热解分离和燃烧，然后收集从样品中释放出来的气体，将气体净化即可测定氮分子的氧同位素($\delta^{13}N$)含量，二氧化碳分子中的碳同位素和氧同位素($\delta^{13}N$)，($\delta^{13}C$)，($\delta^{18}O$)的含量。

同位素分析在储层研究中的应用非常广泛。可以判断碳酸盐岩的成岩环境和沉积环境，判断成岩水的来源和储层中油气的运移状况。

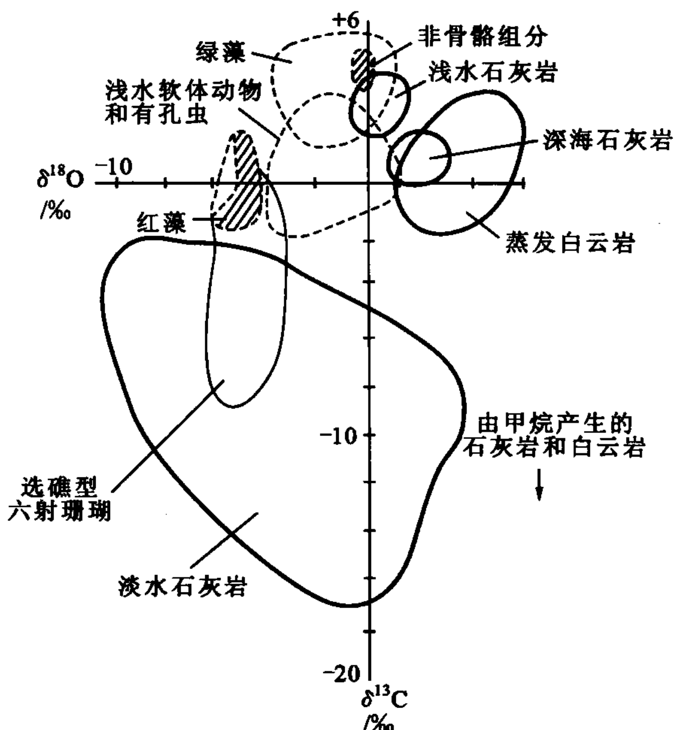


图 9-4 不同类型海相碳酸盐岩中的 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 分布

一、沉积环境的恢复

在与沉积介质平衡的条件下，沉淀的碳酸盐的同位素组分取决于沉积介质的同位素组分和温度、盐度等因素。淡水碳酸盐岩的 $\delta^{18}O$，$\delta^{13}C$ 值较海相低，且变化范围较大。米利曼(Milliman)曾将各类型碳酸盐岩中 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 数值综合如图 9-4。从图中可看出海相成因的灰岩和白云岩主要是低正值，而淡水灰岩中 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{18}C$ 均有较大的负值。

二、介质盐度分析

当碳酸盐岩与介质在平衡状态下沉积时，介质的盐度必然要影响氧、碳同位素比值。古盐度可根据所测样品的氧同位素值及均一法温度值，用下列公式先求得古海水同位素值：

$$\delta^{18}O_{样品} - \delta^{18}O_W = 2.78 \times 10^6 / T^2 - 3.39$$

再从图 9-5 中求得古盐度。

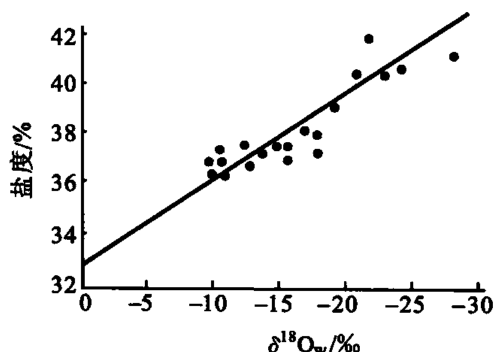


图 9-5 大巴哈马滩海水的 $\delta^{18}O_W$ 与盐度的关系

三、矿物成分及成因分析

不同矿物成分及不同成因的矿物其 $\delta^{18}O$ 值不同，

如文石的 $\delta^{18}O$ 值要比方解石的多 1.8‰,次生方解石的 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 有较高的负值。海水经强烈蒸发作用形成的碳酸盐,要比正常海水形成的碳酸盐浓度大,富集同位素 $\delta^{18}O$,$\delta^{13}C$。

四、油气生成与运移分析

碳同位素值可用来判别无机碳和有机碳,确定矿床成因。一般与有机质有关的 $\delta^{13}C$ 小于−9‰,与无机质有关的 $\delta^{13}C$ 大于−9‰。

此外,碳同位素还可以作为找油找气的标志。例如分析了天然气的 $\delta^{13}C$ 与某一地层 $\delta^{13}C$ 一致,该地层就是天然气的母岩,可作为找油、气的标志层。

第八节 图像分析仪

70 年代以前研究孔隙结构的主要手段是毛细管压力曲线方法。其理论基础是平行毛细管理论,即把进入该喉道的水银体积量作为此喉道组成的均匀毛细管所占有的体积。显然它未反映出真正孔隙大小的分布。

70 年代至 80 年代,许多学者把储集层孔隙空间划分为孔隙、喉道两部分。将岩石颗粒包围着的较大空间定义为孔隙,而将仅仅在两个颗粒之间连通的狭窄部分定义为喉道。关于孔隙的研究主要有人工法和图像处理方法。

人工法是直接在铸体薄片及扫描电镜照片上测量一定数量有代表性的孔隙的特征值。这一方法人为因素大、工作量大、不精确。

数字图像分析仪的分辨能力和高速度的计算能力迅速而有效地提取了铸体薄片的孔隙特征,并测算它们的大小和分布特征,测定平面上的孔隙特征值,根据体视学理论,研究三维孔隙大小分布。

一、岩石铸体薄片平面上孔隙特征参数的提取

方法:利用 Leize 显微镜直接输入染色环氧树脂体薄片的信息。输入选择的原则是:孔隙分布均匀的薄片可选择一个有代表性的视域。孔隙分布不均匀的,则根据其不均质性类型及其出现的频率选择几个视域。输入放大倍数的原则是:孔隙相对小的取高倍,孔隙相对大的取低倍,每个视域输入红、绿、蓝三个通道信息,但模数转换后形成三个图像数据文件。根据每个灰度直方图找出阈值,将其变成两值图像。再利用这三张两值图像或其中两张两值图像的逻辑运算,获得岩石孔隙两值图像。然后定标和测量,可以测得特征的面积,并检测面积的周长、长度、密度,横、纵轴上的投影、重心、方向,测量所得结果可以存入磁盘数据文件。使用结果分析程序,对测量数据进行分析,可以得到全部测量数据的总表。

二、应用

1. 测定孔隙大小分布

测定孔隙大小分布采用的方法是 Dullien 根据定量立体学提出的基于球形孔隙模型的弦截面法。

2. 喉道大小的直接测量

喉道大小的直接测量是使用扫描电镜照片，将此图像输入图像计算机处理，定标后可用光直接测量出任意一个喉道的大小，读数立即显示在荧光屏上。

3. 颗粒大小测量

颗粒大小测量包括岩石铸体薄片、扫描电镜照片及分散固体颗粒的测量。

颗粒大小的测量是将得到的孔隙、岩石两值图像反转、OPEN，修改后，对颗粒特征作类似于孔隙特征的分析，可得到颗粒大小分布及特征参数，从而取代了镜下目测的常规方法。

固体颗粒的测量是将颗粒洒在擦干净的玻璃载片上，通过显微镜输入图像处理计算机，可用自动步进马达自动扫描数个视域来完成。

第九节　粘土阳离子交换容量及盐基分量的测试

一、基本概念

粘土的阳离子交换容量是指 pH 为 7 的条件下，粘土晶粒表面吸附的 K^+，Na^+，Ca^{2+}，Mg^{2+} 等阳离子的总量（符号为 CEC）。粘土晶粒表面所吸附的可交换性的 K^+，Na^+，Ca^{2+}，Mg^{2+} 等各金属离子量称为盐基分量，各盐基分量之和称为盐基总量（符号为 $\sum E$），其单位均用毫克当量 100 克（符号 me/100 g）来表示。对于纯粘土矿物，在测试准确的情况下盐基总量均等于或略低于阳离子交换容量。

二、方法及原理

粘土矿物由于晶体内硅氧四面体和八面体中的不等价离子同形置换（低价离子替换高价离子），晶体边缘的断键和羟基中氢裸露的影响，导致晶体结构中的不平衡。因此，它可从周围介质中吸附阳离子来补偿电荷的不足，这种被粘土矿物吸附的阳离子，在新的条件下又可被其它离子所取代。

测定阳离子交换容量及交换性盐基分量可用图 9-6 所示的方法。首先使含有 K^+，Na^+，Ca^{2+}，Mg^{2+} 及 Fe^{2+}，Al^{3+}，Ae^{3+}，Mn^{2+} 等交换性阳离子的粘土样品与 NH_4Cl－酒精溶液作用，NH_4^+ 离子便会进入粘土矿物层间并交换 K^+，Na^+，Ca^{2+}，Mg^{2+} 等交换性阳离子。然后，再用高浓度的 K^+ 离子溶液（KCl 换液）反交换，使到粘土上的 NH_4^+ 离子交换下来，用奈斯特试剂分光光度法准确测定交换下来的 NH_4^+ 数量，其反应如下：

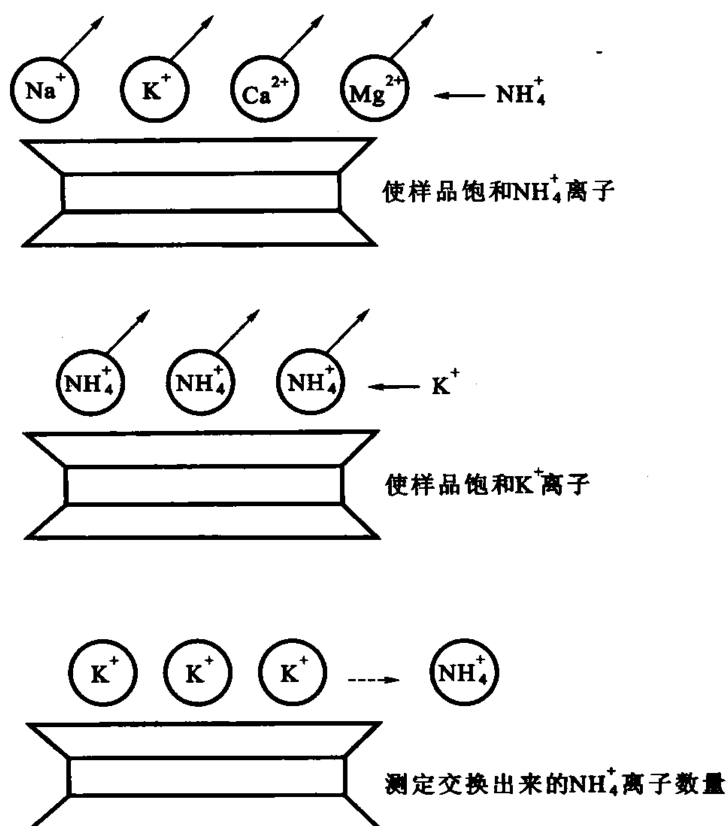
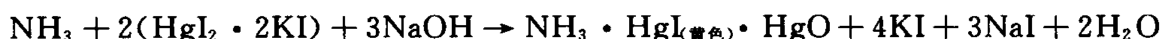


图 9-6　测定阳离子交换容量及交换性盐基分量的方法原理



$$NH_3 + 2(HgI_2 \cdot 2KI) + 3NaOH \rightarrow NH_3 \cdot HgI_{(黄色)} \cdot HgO + 4KI + 3NaI + 2H_2O$$

上述反应生成的黄色化合物在 425 nm 波长处有最大吸收，用发光光度计便可快速、准确地测出交换下来的 NH_4^+ 数量。

用原子吸收分光光度计测定 NH_4^+ 交换下来的 K^+，Na^+，Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 等盐基分量。

各种常见粘土矿物的阳离子交换容量如下：

粘土矿物	CEC(me/100 g)
绿泥石	10
伊利石	10～40
高岭石	3～15
蒙脱石	80～150

三、阳离子交换容量分析的应用与意义

1. 阳离子交换容量分析在石油钻井工程中的应用

① 阳离子交换容量(CEC)是不稳定泥岩分类的重要依据之一。石油钻井过程中的井壁坍塌和剥落掉块等井眼不稳定问题主要发生在泥页岩井段。不同类型的泥页岩具有不同的粘土矿物组成和不同的水化-膨胀-分散性能，因此，引起的井壁不稳定问题也不相同。显然，对于不同类型的泥页岩，应采取不同的井壁稳定措施。

② 利用阳离子交换性质，可使膨润土改型，从而提高造浆率。

③ 利用阳离子交换性质，可以改善钻井液性能，以满足钻井工程的需要。

2. 阳离子交换容量分析在岩石矿物分析中的应用

前已述及，阳离子交换性吸附是粘土矿物的重要性质之一，不同的粘土矿物具有不同的阳离子交换容量。显然，根据实际样品的阳离子交换容量，可以初步确定样品的粘土矿物类型。

3. 利用阳离子交换性质来保护油层

粘土矿物的阳离子交换性质不同，它在钻井、完井、注水和开发过程中所表现的性质也有很大差别。高岭石阳离子交换量低，因此几乎不受阳离子含量和周围介质环境浓度高低的影响，而蒙脱石具有较高的阳离子交换量，它的稳定性较高岭石、伊利石差，明显受阳离子浓度和周围环境变化的影响。因而合理地应用粘土矿物的阳离子特征和各种性质，有目的地改变粘土矿物交换性阳离子组成，改变粘土矿物的动力学特性，增加粘土矿物在各项工程方案中的稳定性，对于保护油层有重要意义。

第十节　砂岩中粘土矿物绝对含量测定及其地质应用

砂岩中粘土矿物绝对含量较其相对含量更能综合地、真实准确地反映储集层中粘土矿物的组合特征。砂岩渗透性随着粘土矿物总量的增加而明显降低，为全面认识评价碎屑岩储集层提供了新指标。各种粘土矿物的绝对含量与相对含量有较大差异。这对于研究粘土矿物对油层损害的潜在影响，制定合理开发方案，制定钻井、完井，强化增产措施，提高油田产能具有重要的意义。

由于砂岩中粘土矿物通常占不到岩石总量的10%，且粘土矿物的粉末X射线衍射强度很弱，以至于在砂岩全分析中甚至连粘土矿物的种类也得不到准确鉴定。所以，砂岩中粘土矿物绝对含量的测定不能期待使用包括整个砂岩样品的X射线衍射全分析来完成。

为了测得粘土矿物绝对含量，必须对砂岩样品进行充分分散，将砂岩中粘土粒级完全分离出来，从而进行粘土矿物的定量分析。目前大庆油田研究院已建立了粘土矿物绝对含量的快速测定方法。步骤如下：

砂岩样品经称量、碎样、浸泡、研磨后进行沉降、分离、提取到悬浮澄清为止，砂岩中粘土矿物的粒级主要集中在<5 μm范围内，故以此作为每次提取粘土的粒度标准。根据各次提取量，可计算该样品中粘土总量及各次提取占粘土总量的百分数，进而计算出粘土占砂岩总量的百分数，即粘土绝对含量。

粘土矿物总量越高，渗透性越差。因此粘土矿物总量是正确评价储集层的一个重要参数，且日益为国内外储层工作者所重视。

参考文献

1 洪世铎.油藏物理基础.北京:石油工业出版社,1985.

2 陈碧珏.油矿地质学.北京:石油工业出版社,1989.

3 张绍槐,罗平亚.保护储集层技术.北京:石油工业出版社,1993.

4 秦珂琳.华北地区别古庄油田湖相滩砂储层沉积特征及其油水运动规律.石油勘探与开发,1989,16(3):55-60.

5 罗平,罗蛰潭.川南阳新统碳酸盐岩致密储层的非均质性及储层模式.石油与天然气地质,1989,10(4):366-377.

6 裘亦楠,许仕策,肖敬修.沉积方式与碎屑岩储层的层内非均质性.石油学报,1985,6(1):1-4.

7 刘丁曾.多油层砂岩油田开发.北京:石油工业出版社,1986.

8 油气资源评价方法研究与应用编委会.多种信息叠置综合评价法.北京:石油工业出版社,1985.

9 薛培华.拒马河现代沉积研究与点坝相储层模式的建立.北京:石油工业出版社,1997.

10 裘亦楠.碎屑岩储层沉积基础.北京:石油工业出版社,1987.

11 中国石油学会.陆相碎屑岩油田开发.北京:石油工业出版社,1988.

12 裘亦楠,陈于琪.储层沉积学研究工作流程.石油勘探与开发,1990(1).

13 Begg S H, Chang D M, Haldorsen H H. A simple statistical method for calculating the effective vertical permeability of a reservoir containing discontinuous shales. SPE, 1985,14271:1-16.

14 刘泽容.油藏描述原理与技术方法.北京:石油工业出版社,1993.

15 罗蛰潭.油层物理.北京:地质出版社,1985.

16 陈立官.油气田地下地质学.北京:地质出版社,1983.

17 杨绪充.油气田水文地质学.东营:石油大学出版社,1993.

18 刘传虎.潜山油气藏概论.北京:石油工业出版社,2006.

19 赵政璋,李永铁,叶和飞,等.青藏高原中生界沉积相及油气储盖层特征.北京:科学出版社,2001.

20 寿建峰,胡忠良,王鑫,等.砂岩动力成岩作用.北京:石油工业出版社,2005.

21 吴元燕,吴胜和,蔡正旗.油矿地质学.北京:石油工业出版社,2005.

22 邢志贵.辽河坳陷太古宇变质岩储层研究.北京:石油工业出版社,2006.

23 纪友亮,冷胜荣,张立强.吐哈盆地侏罗系层序地层学及复杂储层研究.东营:石油大学出版社,1998.

24 束青林,张本华.河道砂储层油藏.北京:石油工业出版社,2004.